

ĐỊA SỬ

(LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN VỎ QUẢ ĐẤT)

TỔNG DUY THANH

ĐỊA SỬ

(LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN VỎ QUẢ ĐẤT)

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC VÀ TRUNG HỌC CHUYÊN NGHIỆP
HÀ NỘI — 1977

MỤC LỤC

	<i>Trang</i>
<i>Lời nói đầu</i>	17
<i>Mở đầu</i>	19

PHẦN THỨ NHẤT

KHÁI NIỆM CƠ BẢN — CÁC PHƯƠNG PHÁP

CHƯƠNG 1

MỘT SỐ KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ QUÁ TRÌNH TRẦM TÍCH

NGUYÊN LÝ HIỆN ĐẠI — CƠ SỞ CỦA PHÂN TÍCH TƯƠNG ĐÁ VÀ CỒ ĐỊA LÝ	21
---	----

KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ TƯƠNG ĐÁ	23
------------------------------	----

SỰ THÀNH TẠO TRẦM TÍCH TRONG BIỂN VÀ LỤC ĐỊA HIỆN TẠI	25
--	----

<i>Phân bố trầm tích trong biển hiện tại</i>	25
--	----

Biển và đại dương, hình thái đáy biển	25
---------------------------------------	----

Phân bố trầm tích và sinh vật ở biển	26
--------------------------------------	----

1. Khu vực ven bờ :	27
---------------------	----

a) Miền vịnh kín và vịnh biển	27
-------------------------------	----

b) Miền cửa sông lớn, tam giác châu	28
-------------------------------------	----

2. Khu vực gần bờ	28
-------------------	----

3. Khu vực sườn đại lục (biển sâu)	29
------------------------------------	----

4. Khu vực biển thẳm	29
----------------------	----

<i>Phân bố trầm tích trên lục địa</i>	30
---------------------------------------	----

1. Khu vực khí hậu ẩm	31
-----------------------	----

2. Khu vực khí hậu khô hạn, sa mạc	31
------------------------------------	----

3. Khu vực hàn đới	31
--------------------	----

4. Khu vực trước núi và thung lũng giữa núi	31
---	----

CHƯƠNG 2

PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU LỊCH SỬ CÁC CHUYỂN ĐỘNG KIẾN TẠO

1. Phương pháp phân tích tướng đá và bề dày trầm tích	32
2. Phương pháp phân tích các gián đoạn và bất chỉnh hợp	34
3. Phương pháp phân tích quy luật sắp xếp của các tầng, lớp	35
4. Phương pháp phân tích địa mạo	36
5. Phương pháp phân tích thành hệ địa chất :	36
Các thành hệ macma	37
Các thành hệ trầm tích và trầm tích phun trào	37

CHƯƠNG 3

KHÁI NIỆM CƠ BẢN VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

ĐỊNH NGHĨA VÀ NHỮNG NGUYÊN LÝ CƠ BẢN CỦA ĐỊA TẦNG HỌC	38
CÁC PHƯƠNG PHÁP CỦA ĐỊA TẦNG HỌC	39
<i>Nhóm các phương pháp không cổ sinh học</i>	40
Phương pháp địa tầng	40
Phương pháp khoáng thạch	42
Phương pháp phân tích chuyển động kiến tạo	44
Các phương pháp cổ địa lý :	47
1. Phương pháp phân tích chu kỳ trầm tích	47
2. Phương pháp cổ khí hậu	48
Các phương pháp địa vật lý :	48
1. Phương pháp carota	48
2. Phương pháp cổ từ tính	49
<i>Nhóm các phương pháp sinh địa tầng</i>	49
Cơ sở khoa học của phương pháp sinh địa tầng	49
Quá trình hình thành khoa học sinh địa tầng	50
Phương pháp hóa thạch định tầng :	56
1. Các dạng hóa thạch chỉ đạo	56
2. Các phức hệ hóa thạch đặc trưng	58
Các phương pháp khác của sinh địa tầng :	60
1. Phương pháp thống kê	61
2. Phương pháp tiến hóa	61
3. Phương pháp cổ sinh thái	61
4. Phương pháp cổ địa lý	61

<i>Ý nghĩa và hạn chế của các phương pháp sinh địa tầng</i>	62
Đặc tính phân bố địa lý của sinh giới	63
1. Các dạng địa phương	63
2. Các dạng di thừa	64
Sự di cư của sinh vật	64
Sự thiếu thốn tư liệu địa chất	65
PHÂN CHIA ĐỊA TẦNG — CÁC THANG ĐỊA TẦNG	67
Những vấn đề chung	67
Thang địa tầng quốc tế	69
Thang địa tầng khu vực (địa phương)	73
Danh hiệu địa tầng tự do	77
XÁC ĐỊNH TUỔI TUYỆT ĐỐI CỦA ĐÁ — BẢNG TUỔI ĐỊA CHẤT	78

CHƯƠNG 4

NHỮNG VẤN ĐỀ CƠ BẢN TRONG CẤU TRÚC VỎ QUẢ ĐẤT HIỆN NAY

ĐỊA MÁNG	82
Sự ra đời và phát triển của lý thuyết địa máng	82
Đặc tính của địa máng	83
Cấu trúc của địa máng — Các loại địa máng	84
1. Vồng địa máng	85
2. Hệ địa máng	85
3. Khu vực địa máng	85
4. Đai địa máng	87
5. Các hình loại địa máng	87
Các giai đoạn hoạt động của địa máng	89
NỀN VÀ CẤU TRÚC CỦA NỀN	94
Đặc tính cơ bản của miền nền	94
Cấu trúc của miền nền	95
1. Các tầng cấu trúc	95
2. Phân loại nền	95
3. Các dạng cấu trúc bề mặt của nền	96
Những cấu trúc và hoạt động đặc biệt của nền	97
1. Miền vồng ven rìa	97
2. Máng nền	98
3. Dạng hoạt động tích cực và magma ở nền	99
4. Khu vực tạo núi nền và khái niệm địa oa	99
NHỮNG NÉT CƠ BẢN VỀ CẤU TRÚC ĐÁY ĐẠI DƯƠNG	103

PHẦN THỨ HAI
LỊCH SỬ VỎ QUẢ ĐẤT

CHƯƠNG 5

LỊCH SỬ VỎ QUẢ ĐẤT TRONG TIỀN CAMBRI

ĐẶC ĐIỂM CHUNG VÀ NGUYÊN TẮC PHÂN CHIA ĐỊA TẦNG TIỀN CAMBRI	108
PHÂN BỐ VÀ ĐẶC ĐIỂM CỦA TRẦM TÍCH TIỀN CAMBRI	109
TIỀN CAMBRI Ở MỘT SỐ NƠI TRÊN THẾ GIỚI	113
<i>Khiên Bantic</i>	113
Phức hệ Svioni	114
Phức hệ Botni	114
Phức hệ Careli	115
Phức hệ Jotne	116
<i>Khiên Canada</i>	117
Phức hệ Kivatin	117
Phức hệ Timiskaming	118
Phức hệ Huron	119
Loạt Bruce	119
Loạt Coban	119
Loạt Animiki	119
Phức hệ Kivinau	120
<i>Trầm tích Tiền Cambri ở Việt Nam</i>	120
Phức hệ Sông Hồng	120
Trầm tích Tiền Cambri ở Fansipan, Sông Mã — Phu Hoạt	121
Trầm tích Tiền Cambri ở khối nâng Công-Tum	122
VỀ CÁC PHÂN VỊ ĐỊA TẦNG CUỐI TIỀN CAMBRI	122
Sini ở Trung Quốc	122
Rifei và Vendia ở Liên Xô	125
Infracambri và Eocambri ở Tây Âu	126
ĐẶC ĐIỂM CÁC GIAI ĐOẠN LỊCH SỬ TRONG TIỀN CAMBRI	128
Giai đoạn khởi nguyên của quả đất	129
Giai đoạn Ackêi (Thái cổ)	130
Giai đoạn Proterozoi	133
Giai đoạn Sini	134

CHƯƠNG 6

KỶ CAMBRI

THẾ GIỚI SINH VẬT	137
Dạng chén cò	138
Tay cuộn	139
Bộ ba thùy	139
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN CÁC ĐỊA MĂNG	142
Đại địa máng Đại Tây Dương	143
Hệ địa máng Grampian	143
Đại địa máng Địa Trung Hải	145
— Phần tây Địa Trung Hải	146
Khu vực Tây Âu :	146
Địa khối giữa Pháp — Tiệp	147
Hệ địa máng Trung Âu	147
Hệ địa máng Nam Âu	147
— Phần đông Địa Trung Hải (châu Á)	148
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	148
Khu vực Đông Dương	148
Đại địa máng Uran — Mông Cổ	149
Khu vực Uran — Thiên Sơn	149
Khu vực Cazactan — Mông Cổ	150
Khu vực Antai — Saian	150
Đại địa máng Thái Bình Dương	151
Khu vực Catazia	151
Khu vực Úc	152
Khu vực Codie và Andet (tây châu Mỹ)	152
Khu vực Đông Bắc Á	153
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	153
Nền Đông Âu	153
Nền Sibêri	156
Nền Trung Quốc	156
Nền Bắc Mỹ	157
Nền Gonnava	157
HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ — NHỮNG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CHỦ YẾU	159

CHƯƠNG 7

KỶ OĐOVIC

THẾ GIỚI SINH VẬT	161
Bút đá	162
Bộ ba thùy	163
Tay cuộn	163
Da gai	165
Ruột khoang	165
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MẢNG	167
Đại địa mảng Đại Tây Dương	167
Hệ địa mảng Grampian	167
Đại địa mảng Địa Trung Hải	169
Khu vực Tây Âu	169
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	170
Khu vực Đông Dương	171
Đại địa mảng Uran — Mông Cổ	172
Khu vực Uran — Thiên Sơn	172
Khu vực Cazactan — Mông Cổ	173
Khu vực Antai — Saian	173
Đại địa mảng Thái Bình Dương	173
Khu vực Catazia	173
Khu vực Đông Úc	174
Các khu vực Tây châu Mỹ	174
Khu vực Đông Bắc châu Á	174
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	175
Nền Đông Âu	175
Nền Sibêri	175
Nền Trung Quốc	175
Nền Bắc Mỹ	176
Nền Gonvana	177
HOÀN CẢNH CỠ ĐỊA LÝ — NHỮNG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CHỦ YẾU	177

CHƯƠNG 8

KỶ SILUA — NHỮNG NÉT LỚN TRONG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT PALEOZOI SỚM

THẾ GIỚI SINH VẬT	179
Bút đá	180
Bộ ba thùy	180

Ruột khoang	180
Tay cuộn	183
Thân mềm	183
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	185
Đại địa máng Đại Tây Dương	185
Hệ địa máng Grampian	185
Đông Bắc Mỹ và Groenlen	186
Đại địa máng Địa Trung Hải	187
Khu vực Tây Âu	187
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	188
Khu vực Đông Dương	190
Đại địa máng Thái Bình Dương	191
Khu vực Catazia	191
Khu vực Đông Bắc Á	191
Các khu vực Tây Mỹ	192
Khu vực Đông Úc	192
Đại địa máng Uran — Mông Cổ	192
Khu vực Uran — Thiên Sơn	192
Khu vực Cocsetap — Kiecghi và Antai — Saian	193
Khu vực Cazactan — Mông Cổ	193
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	193
Nền Trung Quốc	193
Nền Sibêri	195
Nền Gonvana	196
HOÀN CẢNH CỠ ĐỊA LÝ	197
NHỮNG NÉT LỚN VỀ HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT TRONG PALEOZOI SỚM	198
CHUYỂN ĐỘNG CỦA VỎ QUẢ ĐẤT	198
Các khu vực địa máng	198
Các khu vực nền	200
Các khu vực baicalit	202
ĐIỀU KIỆN KHÍ HẬU TRONG PALEOZOI SỚM	202
CHƯƠNG 9	
KỶ DEVON	
THẾ GIỚI SINH VẬT	204
Ruột khoang	205
Tay cuộn	205

Thân mềm	207
Cá giáp và lưỡng cư cổ	209
Da gai	209
Bọ ba thùy	209
Thực vật	211
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	213
Đại địa máng Địa Trung Hải	213
Khu vực Tây Âu	213
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	217
Khu vực Đông Dương	218
Đại địa máng Thái Bình Dương	220
Khu vực Đông Bắc Á	221
Khu vực Đông Úc	221
Khu vực Tây Mỹ	221
Đại địa máng Uran — Mông Cổ	221
Khu vực Uran — Thiên Sơn	222
Khu vực Cazactan — Mông Cổ	223
LỊCH SỬ MỘT SỐ KHU VỰC CALEDONIT	223
Khu vực Tây Âu	223
Khu vực Antai — Saian và Trung Á	225
Khu vực Catazia	225
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	225
Nền Đông Âu	225
Nền Sibêri và Trung Quốc	228
Nền Bắc Mỹ	228
Nền Govanna	229
HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ	229

CHƯƠNG 10

KỶ CACBON

THẾ GIỚI SINH VẬT	234
Động vật biển	234
Động vật nguyên sinh	234
Ruột khoang	234
Tay cuộn	237
Thân mềm	237
Động vật trên cạn	237
Thực vật	239

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	243
Đại địa máng Địa Trung Hải	243
Khu vực Tây Âu	243
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	248
Khu vực Đông Dương	249
Đại địa máng Thái Bình Dương và Đại Tây Dương	251
Khu vực Đông Úc	251
Khu vực Đông Bắc Á	251
Khu vực tây Bắc Mỹ	251
Khu vực Apalat	251
Đại địa máng Uran — Mông Cổ	251
Khu vực Uran — Thiên Sơn	251
Khu vực Cazactan — Mông Cổ	253
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	253
Nền Đông Âu	253
Nền Sibêri	255
Nền Trung Quốc	255
Nền Bắc Mỹ	257
Nền Gonvana	258
HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ	259

CHƯƠNG 11

KỶ PECMI

THỂ GIỚI SINH VẬT	261
Động vật biển	261
Động vật nguyên sinh	262
Ruột khoang	262
Tay cuộn	263
Thân mềm	265
Động vật trên cạn	266
Thực vật	268
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	268
Đại địa máng Địa Trung Hải	268
Khu vực Tây Âu	268
Khu vực Apganitan — Bắc Ấn Độ	272
Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh	272
Khu vực Đông Dương	272

Đại địa máng Uran — Mông Cổ	274
Khu vực Uran — Thiên Sơn	274
Các khu vực khác	275
Đại địa máng Thái Bình Dương	276
Khu vực Đông Bắc Á, Tây Mỹ, Đông Úc	276
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	277
Nền Đông Âu	277
Nền Sibêri	277
Nền Trung Quốc	278
Nền Bắc Mỹ	280
Nền Gonnava	281
HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ	283

CHƯƠNG 12

MỘT SỐ NÉT CƠ BẢN TRONG LỊCH SỬ NGUYÊN ĐẠI CỎ SINH (PALEOZOI)

NHỮNG BIẾN ĐỔI TRONG THẾ GIỚI SINH VẬT	285
Động vật	286
Thực vật	290
NHỮNG BIẾN ĐỔI TRONG CẤU TRÚC CỦA VỎ QUẢ ĐẤT	292
Các chu kỳ kiến tạo trong Paleozoi	292
Chu kỳ kiến tạo hecxin :	293
Hoạt động của địa máng	293
Hoạt động của nền	295
Bộ mặt vỏ quả đất ở cuối Paleozoi	298
NHỮNG BIẾN ĐỔI VỀ ĐIỀU KIỆN ĐỊA, LÝ TỰ NHIÊN	299
KHOÁNG SẢN	302

CHƯƠNG 13

KỶ TRIAT

THẾ GIỚI SINH VẬT	305
Động vật biển	306
Lớp chân rìu	306
Lớp chân đầu	307
Trùng lỗ, san hô	307
Tay cuộn	307

Động vật trên cạn	309
Thực vật	311
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	311
Đại địa máng Địa Trung Hải	311
Khu vực Tây Nam Âu — Địa máng Anpơ	312
Khu vực Capca và Crimê	313
Khu vực Pamia và Hymalaya	314
Khu vực Đông Dương	315
Đại địa máng Thái Bình Dương	322
Khu vực Đông Bắc Á (Veckhoian — Chucotca)	322
Khu vực tây Bắc Mỹ	323
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	323
Nền Laurazia	323
Khu vực Tây Âu	324
Khu vực Hoa Nam	325
Nền Gonvana	326
HOÀN CẢNH CỒ ĐỊA LÝ	327

CHƯƠNG 14

KỶ JURA

THẾ GIỚI SINH VẬT	331
Động vật không xương sống	331
Động vật có xương sống	331
Thực vật	333
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	336
Đại địa máng Địa Trung Hải	336
Địa máng Anpơ	336
Địa máng Capca	338
Khu vực Đông Dương	338
Đại địa máng Thái Bình Dương	340
Khu vực Đông Bắc Á (Veckhoian — Chucotca)	340
Khu vực Codie	341

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	341
Nền Laurazia	341
Khu vực Tây Âu	341
Nền Đông Âu	341
Nền trẻ của đại Uran — Mông Cổ	342
Nền Sibêri	342
Nền Trung Quốc	343
Nền Gonvana	344
HOÀN CẢNH CỖ ĐỊA LÝ	345

CHƯƠNG 15

KỶ KRETA

THẾ GIỚI SINH VẬT	347
Động vật không xương sống	347
Động vật có xương sống	351
Thực vật	352
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MẢNG	352
Đại địa mảng Địa Trung Hải	352
Địa mảng Anpơ	352
Địa mảng Capca	353
Khu vực Đông Dương	353
Đại địa mảng Thái Bình Dương	354
Khu vực Veckhoian — Chucotca (Đông Bắc Liên Xô)	354
Khu vực Codie (tây Bắc Mỹ)	354
LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	356
Nền Laurazia	356
Tây Âu	356
Nền Đông Âu	356
Nền trẻ của đại Uran — Mông Cổ	356
Nền Sibêri	356
Nền Trung Quốc	357
Nền Gonvana	358
HOÀN CẢNH CỖ ĐỊA LÝ	359

CHƯƠNG 16

NHỮNG NÉT LỚN TRONG LỊCH SỬ MEZOZOI

NHỮNG BIẾN ĐỔI LỚN TRONG SINH GIỚI	361
NHỮNG BIẾN ĐỔI VỀ CẤU TRÚC VỎ QUẢ ĐẤT	364
Các khu vực địa máng	365
Các khu vực nền	365
HOÀN CẢNH CỒ ĐỊA LÝ VÀ CHẾ ĐỘ TRẦM TÍCH	367
Kỷ Triat	367
Kỷ Jura	368
Kỷ Krêta	369
KHOÁNG SẢN	370

CHƯƠNG 17

KỶ PALEOGEN — KỶ NEOGEN

THẾ GIỚI SINH VẬT	372
PALEOGEN	372
Động vật	372
Thực vật	376
NEOGEN	377
Động vật	377
Thực vật	381
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG	382
Đại địa máng Địa Trung Hải	382
Địa máng Anpơ	382
Vùng Capca	383
Vùng Hymalaya	384
Đại địa máng Thái Bình Dương	385
Khu vực Indonexia	385
Khu vực đông Philipin	386
Đài Loan và Nhật Bản	388
Khu vực Đông Bắc Á	389
Khu vực Califonia và Andet (tây châu Mỹ)	389

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN	391
Laurazia	391
Khối nền cò Đông Âu	391
Đại uốn nếp Uran — Mông Cổ	392
Nền cò Sibêri	393
Nền Trung Quốc	394
Khu vực Đông Dương	394
Các khối nền phía nam	396
HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ	397
KHOÁNG SẢN	398

CHƯƠNG 18

KỶ ĐỆ TỨ

SINH GIỚI CỦA KỶ ĐỆ TỨ — SỰ XUẤT HIỆN VÀ TIẾN HÓA CỦA NGƯỜI	402
KHÍ HẬU BẰNG GIÁ CỦA KỶ ĐỆ TỨ	408
MỘT SỐ NÉT LỚN CỦA SỰ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT Ở KỶ ĐỆ TỨ	412
Hình thái địa máng và nền	412
Hình thái lục địa và hoàn cảnh cỏ địa lý	413
1. Hình thái biển và lục địa	413
2. Đặc điểm của một số khu vực không đóng băng	415
3. Hoạt động địa chất Đệ tứ ở Đông Dương	416
TÀI LIỆU THAM KHẢO CHÍNH	418

LỜI NÓI ĐẦU

Quyển « Địa sử » (Lịch sử phát triển vỏ quả đất) được viết trước hết theo yêu cầu của công tác giảng dạy địa chất ở trường Đại học Tổng hợp. Đồng thời, tác giả cũng cố gắng trình bày đề nội dung sách cũng có thể dùng cho đối tượng rộng rãi hơn, phục vụ cho việc giảng dạy và học tập môn Địa sử ở các ngành địa chất, địa lý của các trường đại học khác và Trung học Địa chất. Ngoài ra, các cán bộ địa chất, địa lý đang công tác cũng có thể tìm thấy trong sách những nội dung cơ bản; phục vụ cho công tác chuyên môn của mình.

Địa sử là một trong những môn học cơ sở của khoa học địa chất được giảng dạy trong các chuyên ngành địa chất và địa lý ở nhiều trường đại học và trung học chuyên nghiệp. Do đó cần thiết có một cuốn sách thích hợp về môn học này để đáp ứng cho yêu cầu của công tác đào tạo cán bộ địa chất và địa lý Việt Nam. Cho đến nay chỉ mới có một tài liệu nghiêm túc bằng tiếng Việt về môn học này được ấn hành và sử dụng hơn 15 năm qua trong công tác giảng dạy, học tập Địa sử. Đó là tập bài giảng của giáo sư Nhemcop G.I. do Đại học Bách khoa Hà Nội in năm 1958. Do số lượng bản in (ronéo) ít nên tập bài giảng đó hiện nay rất hiếm, hơn nữa nhiều phần trong nội dung cũng như chuyên từ tiếng Việt dùng trong đó, đến nay không phù hợp với yêu cầu của chúng ta.

Nhận nhiệm vụ biên soạn cuốn sách này, tác giả cố gắng bám sát theo phương châm cơ bản, hiện đại và Việt Nam. Trước hết, tác giả cân nhắc và lựa chọn những nội dung cơ bản của môn học, nhưng đồng thời tránh làm cho cuốn sách trở nên sơ sài. Thứ hai, trong mấy chục năm gần đây khoa học địa chất đã đạt được nhiều thành tựu mới, tác giả cố gắng đưa vào nội dung của sách những thành tựu mới, thích hợp với công việc giảng dạy và học tập môn học, mà mình có điều kiện tham khảo. Trong việc Việt Nam hóa nội dung môn học, một mặt tác giả đưa vào giáo trình những thành tựu của khoa học địa chất Việt Nam và Đông Nam Á được đa số thừa nhận, trong khuôn khổ thích hợp của giáo trình Lịch sử phát triển vỏ quả đất nói chung. Mặt khác cố gắng trình bày nội dung thích hợp với người Việt Nam, đặc biệt lưu ý trong việc sử dụng thuật ngữ khoa học sao cho vừa phù hợp với yêu cầu của khoa học hiện đại, vừa phù hợp với các nguyên tắc cơ bản của tiếng Việt.

Tuy đã có trực tiếp giảng nhiều lần hoặc theo dõi việc giảng môn học Địa sử cho các chuyên ngành địa chất và địa lý ở các trường Đại học Tổng hợp, Đại học Bách khoa (về sau là ở Đại học Mỏ — Địa chất), Trung học Địa chất, nhưng do trình độ của tác giả còn nhiều mặt hạn chế và nhiều khó khăn về tư liệu tham khảo, cuốn sách không tránh khỏi sai sót. Tác giả mong mỗi được bạn đọc, các bạn đồng nghiệp chỉ cho những thiếu sót và biết ơn về những lời chỉ bảo đó.

Tác giả chân thành cảm ơn ông Nguyễn Văn Chiền đã đọc bản thảo, góp ý và giúp đỡ tác giả trong quá trình biên soạn cuốn sách.

Các ông Trương Cam Bảo, nguyên cán bộ giảng dạy Cở sinh — Địa sử ở Đại học Mỏ — Địa chất, Nguyễn Cần, bộ môn Địa chất Đại học Tổng hợp, đã góp nhiều ý kiến để tác giả hoàn thiện bản thảo. Ông Vũ Khúc, người nghiên cứu về Triat đã giúp đỡ tác giả trong việc viết phần thế giới sinh vật của Trung sinh (Mezozoi). Các bạn đồng nghiệp trong bộ môn Địa chất Đại học Tổng hợp đã động viên tác giả hoàn thành bản thảo. Số khá lớn hình vẽ của cuốn sách do phòng in can của Cục Bản đồ địa chất vẽ. Tác giả xin chân thành cảm ơn các bạn đồng nghiệp và cơ quan vừa nêu đã nhiệt tình giúp đỡ tác giả hoàn thành bản thảo cuốn sách.

Bản thảo của cuốn sách đã được góp ý và thông qua tại Hội đồng khoa học Địa lý — Địa chất Đại học Tổng hợp Hà Nội với sự tham gia của các ông Võ Năng Lạc, khoa Địa chất thăm dò Đại học Mỏ — Địa chất và Trương Cam Bảo, nguyên là giảng viên ở Đại học Bách khoa và Đại học Mỏ — Địa chất.

Hà Nội tháng 4-1976

TỔNG DUY THANH.

MỞ ĐẦU

Địa sử là một môn khoa học về lịch sử phát triển của vỏ quả đất, vì vậy cuốn sách này cũng mang tên « Lịch sử phát triển vỏ quả đất ».

Vỏ quả đất được cấu thành từ những đá khác nhau của ba nhóm đá trầm tích, biến chất, macma (phun trào và xâm nhập). Những đá đó của vỏ quả đất đã được thành tạo trong những thời gian khác nhau, trong những điều kiện tự nhiên, các cấu trúc khác nhau và có liên quan đến nhiều loại khoáng sản.

Địa sử là một môn học lý thuyết, tổng hợp các thành tựu của nhiều khoa học địa chất mà rút ra quy luật phát triển của vỏ quả đất, xác lập được quá trình lịch sử phát triển toàn diện của vỏ quả đất. Nhiệm vụ của khoa học địa sử là làm sáng tỏ lại lịch sử hình thành các đá, các cấu trúc địa chất và hoàn cảnh tự nhiên thành tạo chúng. Để làm được nhiệm vụ đó khoa học địa sử phải dựa vào các thành tựu của nhiều ngành khoa học mà trước hết là các khoa học địa chất. Theo những nhiệm vụ cơ bản của nó mà khoa học địa sử có những mối quan hệ chặt chẽ nhất với một số ngành khoa học dưới đây.

Nhiệm vụ đầu tiên của địa sử là xác định tuổi của đá mà trước hết là đá trầm tích chiếm đại bộ phận bề mặt của vỏ quả đất. Mọi vấn đề của lịch sử phát triển của vỏ quả đất chỉ có thể được làm sáng tỏ sau khi đã xác định được tuổi và trình tự sắp xếp của các đá tạo nên vỏ quả đất. Do đó địa sử trước hết liên quan hữu cơ với địa tầng học — khoa học nghiên cứu về trình tự sắp xếp và mối quan hệ của các tầng đá. Ngày nay trong nhiều trường hợp đã dùng chất phóng xạ để định tuổi tuyệt đối của đá, tuy vậy trong địa tầng học việc định tuổi của đá về cơ bản và phổ biến là định tuổi tương đối dựa vào hóa thạch — di tích sinh vật chứa trong đá trầm tích. Việc định tuổi tương đối của đá macma và biến chất dựa vào mối quan hệ của chúng với tầng đá trầm tích được định tuổi bằng hóa thạch. Do đó mà địa tầng học nói riêng và khoa học địa sử nói chung có mối quan hệ gắn bó với Cổ sinh học.

Nhiệm vụ thứ hai của địa sử là xác định hoàn cảnh tự nhiên trên vỏ quả đất trong các giai đoạn lịch sử địa chất khác nhau. Đây là một công việc khó khăn và phức tạp của khoa học địa sử và có liên quan đến nhiều ngành khoa học địa chất. Trước hết là mối liên quan mật thiết với trầm tích học — khoa học nghiên cứu về quá trình, điều kiện hình thành các tầng đá trầm tích trong các khu vực đại dương và lục địa. Thông qua việc nghiên cứu các đá trầm tích, thành

phần, quy luật phân bố v.v... của chúng mà xác lập lại sự phân bố biên và lục địa, thế giới sinh vật, điều kiện cổ khí hậu v.v... Để làm được nhiệm vụ này khoa học về *phân tích tương đá và cổ địa lý* đóng một vai trò quyết định.

Nhiệm vụ thứ ba của địa sử là xác lập lại các giai đoạn phát triển của vỏ quả đất, lịch sử và quy luật hình thành các cấu trúc của nó. Khoa học địa sử tổng hợp các tài liệu của địa chất các khu vực để rút ra kết luận chung cho lịch sử phát triển trên toàn bộ vỏ quả đất, do đó mà địa sử và *địa chất khu vực* hình thành nhóm khoa học thống nhất. Trong công tác này, các khoa học *kiến tạo, tân kiến tạo và địa mạo, thạch học* v.v... cung cấp tư liệu cơ sở cho khoa học địa sử, ngược lại những kết luận, tổng hợp của khoa học địa sử lại làm sáng tỏ cho công tác nghiên cứu của các mặt khoa học địa chất vừa nêu.

Ngoài mối liên quan trực tiếp với các khoa học vừa nêu, địa sử còn có mối quan hệ hỗ tương với nhiều khoa học địa chất khác như khoáng vật học, địa hóa học, khoáng sàng học, địa vật lý v.v...

Do tính chất của một khoa học tổng hợp nên môn Lịch sử vỏ quả đất có ý nghĩa lớn đối với khoa học địa chất nói chung. Nó vũ trang cho nhà địa chất, địa lý những hiểu biết cơ bản về quy luật phát triển lịch sử của vỏ quả đất, soi sáng cho việc giải quyết các vấn đề nghiên cứu cụ thể cũng như việc tìm kiếm khoáng sản đã thành tạo trong các giai đoạn khác nhau của lịch sử vỏ quả đất.

PHẦN THỨ NHẤT

KHÁI NIỆM CƠ BẢN — CÁC PHƯƠNG PHÁP

Chương 1

MỘT SỐ KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ QUÁ TRÌNH TRẦM TÍCH

Việc nghiên cứu lịch sử phát triển của vỏ quả đất trước hết bắt đầu bằng việc nghiên cứu các tầng đá trầm tích, xác định tuổi và quy luật hình thành, biến đổi của chúng trong cấu tạo vỏ quả đất. Xuyên qua việc nghiên cứu các tầng đá trầm tích mà giải quyết các vấn đề về cổ địa lý, về trình tự thời gian hình thành và tuổi của chúng. Việc làm sáng tỏ các vấn đề về lịch sử phát triển của thế giới sinh vật, các giai đoạn lịch sử hoạt động magma, các giai đoạn lịch sử hình thành những cấu trúc địa chất đều có liên quan trực tiếp hoặc gián tiếp với thành tựu nghiên cứu về lịch sử hình thành, phát triển các khu vực trầm tích. Do đó việc nghiên cứu một số vấn đề cơ bản về những quy luật của quá trình trầm tích, những vấn đề tương đá, cổ địa lý có một tầm quan trọng lớn lao trong công tác nghiên cứu lịch sử phát triển của vỏ quả đất nói chung.

NGUYÊN LÝ HIỆN ĐẠI — CƠ SỞ CỦA PHÂN TÍCH TƯƠNG ĐÁ VÀ CỔ ĐỊA LÝ

Đá trầm tích của vỏ quả đất đã được hình thành trong tập hợp những điều kiện phức tạp của thiên nhiên và chính thành phần và tính chất của đá lại phản ánh điều kiện thành tạo chúng. Tìm hiểu điều kiện thành tạo chúng có ý nghĩa quan trọng trong khâu chủ chốt của công tác nghiên cứu lịch sử phát triển vỏ quả đất. Bằng phương pháp nào để tìm hiểu được những điều kiện thiên nhiên đã xảy ra trong quá khứ xa xăm khi hình thành các đá trầm tích? Những tác nhân, hiện tượng địa chất, địa lý tự nhiên có qui mô rất to lớn và rất đa dạng, có mối tương quan rất phức tạp. Do đó không thể dùng phương pháp thực nghiệm, hoặc căn cứ vào một số quy luật lý hóa đơn thuần nào để xét được. Muốn giải quyết các vấn đề về quy luật hình thành đá trầm tích phải dựa vào sự phân tích, tổng hợp những tư liệu quan sát trong thiên nhiên.

Trong giai đoạn phôi thai của khoa học địa chất các nhà địa chất chỉ mới dừng lại ở mức độ mô tả đơn thuần các hiện tượng. Cho đến đầu thế kỷ 19 các nhà tự nhiên học chưa tìm được phương pháp đúng đắn để giải thích và phát hiện quy luật hình thành các sự kiện hoạt động của vỏ quả đất. Trong địa chất học cũng như trong sinh học, chịu ảnh hưởng của Cuvier, các hiện tượng địa chất đều được coi như xảy ra một cách ngẫu nhiên. Những người theo thuyết biến hóa mà Cuvier là đại biểu đã giải thích mọi biến đổi khổng lồ và kỳ dị của thiên nhiên trong thế giới sinh vật cũng như vô sinh như là có nguồn gốc từ những lực siêu phàm ngoài tri thức của con người. Những hiện tượng đó đã xảy ra một cách tức thời như những tai biến to lớn trên toàn bộ thế giới trong các giai đoạn lịch sử địa chất xa xưa, khác hẳn với các hiện tượng tự nhiên đang xảy ra hiện nay là thường chậm chạp và có qui mô nhỏ bé.

Nhà địa chất học người Anh, Lyell (Ch. Lyell, 1797 — 1875) trong tác phẩm Nguyên lý địa chất học (Principle of Geology) đã đề xuất *nguyên lý hiện đại* để giải thích các hiện tượng địa chất một cách đúng đắn. Theo đó, *các hiện tượng tự nhiên hiện nay đang diễn ra một cách chậm chạp gây những biến đổi dần dần từng bước bộ mặt vỏ quả đất, thì trong quá khứ cũng chính những hiện tượng tương tự như thế đã gây nên những biến đổi lớn lao của vỏ quả đất*. Những hiện tượng hàng ngày đang diễn ra tưởng như không có tác dụng đáng kể, nhưng trong quá khứ rất lâu dài tác dụng của những hiện tượng tương tự đã diễn ra một cách liên tục, gây nên được những biến đổi vô cùng lớn lao như tác dụng bào mòn và bồi đắp của sông, suối, biển, gió và cả các hoạt động nâng cao và lún chìm của các khu vực vỏ quả đất. Sự ra đời nguyên lý hiện đại của Lyell có ý nghĩa rất lớn trong địa chất học cũng như trong tự nhiên học nói chung. Cuộc đấu tranh để gạt bỏ thuyết biến hóa đã diễn ra rất quyết liệt để đưa đến sự thắng lợi của quan niệm tiến bộ — nguyên lý hiện đại và sau đó là thắng lợi của học thuyết tiến hóa của Đauyn (Darwin). Engen đã đánh giá cao ý nghĩa của nguyên lý do Lyell đề xuất, đồng thời phê phán quan niệm của Cuvier trong tự nhiên học: «Thuyết của Cuvier về các biến đổi của trái đất là một thuyết cách mạng trên lời nói nhưng thực ra lại phản động. Nó đã đem thay thế việc sáng tạo độc nhất của chúa bằng một loạt những hành động sáng tạo lặp đi lặp lại nhiều lần và lấy phép mẫu nhiệm làm động lực chủ yếu của tự nhiên. Lyell là người đầu tiên đưa lẽ phải vào khoa địa chất học bằng cách thay thế những sự đột biến tùy hứng của chúa tạo nên, bằng sự tác động từng bước của một cuộc biến đổi chậm chạp của trái đất» (1).

Trong khi trình bày nguyên lý hiện đại, tuy Lyell viết về sự tương tự của hiện tượng tự nhiên trong quá khứ và hiện tại nhưng trong lí giải thực ra ông

(1) Engen F — Phép biện chứng của tự nhiên, trang 50. Nhà xuất bản Sự thật — Hà Nội, 1963.

đã thể hiện quan niệm về sự đồng nhất giữa các hiện tượng đó (1). Layen coi mọi biến đổi lớn lao trong quá khứ cũng chỉ do những tác nhân đồng nhất với hiện tại đang xảy ra một cách chậm chạp. Chính ở đây đã chứa đựng sự hạn chế trong quan niệm của Layen, ông chỉ mới thấy sự biến đổi từ từ về lượng mà chưa thấy những biến đổi đột biến, những biến đổi về chất. Engelen đã phê phán: « Khuyết điểm trong quan niệm của Layen — ít nhất là dưới hình thức ban đầu — là ở chỗ ông đã quan niệm rằng những lực lượng tác động trên trái đất không biến đổi, về chất cũng như về lượng » (2).

Dù có những hạn chế nhất định, Layen đã có cống hiến rất lớn lao trong địa chất học và tự nhiên học nói chung. Thuyết của ông là cơ sở cho việc giải quyết đúng đắn hàng loạt vấn đề lý thuyết cũng như thực tế của địa chất học mà trước hết là cơ sở cho việc xét các vấn đề về nguồn gốc hình thành trầm tích.

KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ TƯƠNG ĐÁ

Theo nguyên lý hiện đại của Layen, nắm được quy luật của trầm tích hiện đại ta có cơ sở để giải thích về tính chất của môi trường thành tạo đá ở các thời gian địa chất xa xưa. Tuy nhiên việc lập lại hoàn cảnh tự nhiên của lịch sử quá khứ không phải đơn giản. Cùng một loại đá, cùng một kiểu cấu tạo của đá có thể được thành tạo trong những hoàn cảnh khác nhau. Thí dụ loại đá trầm tích hạt nhỏ, phân lớp mỏng và đều đặn chứa nhiều hóa thạch động vật có thể được thành tạo trong điều kiện của vùng nước lặng, yên tĩnh. Những điều kiện như vậy có thể có ở biển nông hoặc biển kín của vịnh hoặc thậm chí trong hồ lớn. Do đó để lập lại điều kiện địa lý tự nhiên đã thành tạo một loại đá trầm tích nào đó không phải chỉ chú ý đến một số yếu tố nhất định ảnh hưởng trực tiếp đến quá trình thành tạo, mà phải chú ý nghiên cứu một tổ hợp yếu tố tác động qua lại của môi trường đã thành tạo chúng, chú ý đến mối quan hệ của loại đá nghiên cứu với các loại đá khác để tìm ra đặc tính của hoàn cảnh địa lý chung của môi trường.

Trong mỗi khu vực hình thành trầm tích, các điều kiện tự nhiên của quá trình trầm tích luôn luôn thay đổi theo không gian và cả theo thời gian. Sự thay đổi đó tuân theo những quy luật nhất định và phản ánh những tính chất của đá. *Sự thay đổi tính chất trên diện tích của đá trầm tích cùng tuổi gọi là sự thay đổi tương đá.* Khái niệm đầu tiên về tương đá (faciès) do nhà địa chất Thụy Sĩ Aman Gressli đưa ra năm 1838. Trong quá trình nghiên cứu trầm tích Jura ở Thụy Sĩ Gressli nhận thấy rằng thành phần của phức hệ hóa thạch chứa trong

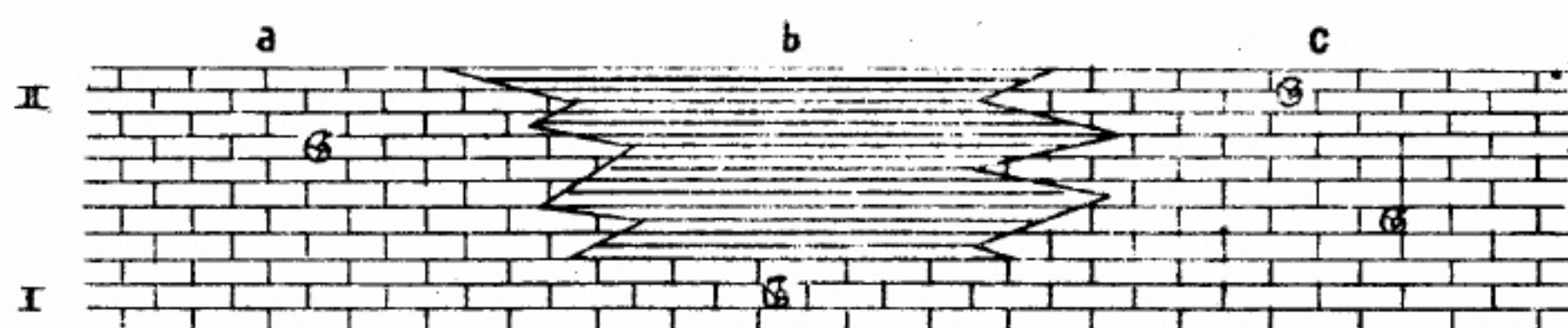
(1) Ravikovich A.I, 1969. Sự phát triển các khuynh hướng lý thuyết cơ bản trong địa chất học ở thế kỷ 19 (Tiếng Nga).

(2) Engelen F. — Phép biện chứng của tự nhiên — Ghi chú trang 50. Nhà xuất bản Sự thật, Hà Nội, 1963.

một tầng thay đổi theo bề ngang tùy thuộc vào sự thay đổi thành phần đá chứa chúng. Ông dùng chữ *faciès* (tiếng Pháp nghĩa là diện mạo, tướng) để chỉ sự khác nhau về tính chất đá và hóa thạch chứa trong đó và dĩ nhiên đó cũng là do sự khác nhau về hoàn cảnh địa lý tự nhiên thành tạo chúng.

Trong trầm tích Jura của vùng nghiên cứu Gressli đã phân ra sáu loại tướng đá: biển khơi, á biển khơi, ven biển, san hô, biển sâu và tướng bùn. Dĩ nhiên là cách phân định các loại tướng đá này chưa phải đã thích ứng, vì các loại tướng đá đó có mức độ giá trị khác nhau.

Việc phân định các loại tướng đá, nghiên cứu mối quan hệ tướng đá của đá trầm tích khác nhau về nguồn gốc trong một tập hợp trầm tích cùng tuổi không những cho phép lập lại cảnh quan cổ xưa mà còn có thể giải quyết được cả vấn đề nguồn gốc của trầm tích, dù trong bản thân phần trầm tích nào đó không đủ tư liệu chứng dẫn. Thí dụ, trong một tập trầm tích sét không chứa hóa thạch, nhưng bên cạnh tập sét này người ta quan sát được sự chuyển tướng đá sang đá vôi chứa phong phú hóa thạch sinh vật biển nông, gần bờ, điều này cho phép ta có thể kết luận bản thân tập sét cũng đã được thành tạo trong điều kiện biển nông gần bờ (h. 1-1).



Hình 1-1. Sự thay đổi tướng đá trong một mặt cắt địa chất.
 I.— Đá vôi, không đổi tướng trong phạm vi mặt cắt.
 II.— Sự thay đổi tướng. a, c — đá vôi tướng gần bờ chứa hóa thạch biển nông; b — sét không chứa hóa thạch.

Thuật ngữ tướng đá hiện nay được sử dụng rộng rãi trong nhiều lĩnh vực của khoa học địa chất. Nó không những chỉ dùng trong trầm tích học, cổ địa lý, mà người ta còn mở rộng khái niệm và ở mức độ nhất định còn thay đổi cả ý nghĩa ban đầu của thuật ngữ để dùng trong nghiên cứu thạch học macma, biến chất và cả trong địa hóa nữa. Ngay trong phạm vi trầm tích học thuật ngữ tướng đá cũng được dùng để chỉ những khái niệm khác nhau như để chỉ môi trường địa lý thành tạo trầm tích (tướng biển, tướng lục địa, tướng hồ v.v...), chỉ cả bản thân nhóm đá (tướng đá sét bitum, tướng đá vôi chứa san hô v.v...).

Ngày nay đa số các nhà địa chất đi đến thống nhất coi khái niệm tướng đá để chỉ điều kiện (hoàn cảnh) thành tạo các thể địa chất và tổ hợp các đặc tính xác định nên các điều kiện đó. Thí dụ đối với đá trầm tích thì tướng đá chỉ

tổ hợp các điều kiện (hoàn cảnh) địa lý tự nhiên thành tạo trầm tích và thành đá (hóa đá — diagenèse). Do đó người ta nói đến tương biến nông, tương biến sâu dựa vào hoàn cảnh tạo trầm tích (độ sâu của khu vực biển trầm tích). Hoặc dựa vào hình loại khu vực cổ địa lý thành tạo trầm tích mà gọi tương biến, tương lục địa, tương tam giác châu, tương đầm hồ v.v... Đối với đá macma người ta có thể nói đến tương sâu và tương thẳm, còn đối với đá biến chất ta nói đến tương amfibolit, epidot — amfibolit, eclogit v.v... tương ứng với những điều kiện nhiệt-động đã xảy ra trong quá trình thành tạo đá biến chất.

SỰ THÀNH TẠO TRẦM TÍCH TRONG BIỂN VÀ LỤC ĐỊA HIỆN TẠI

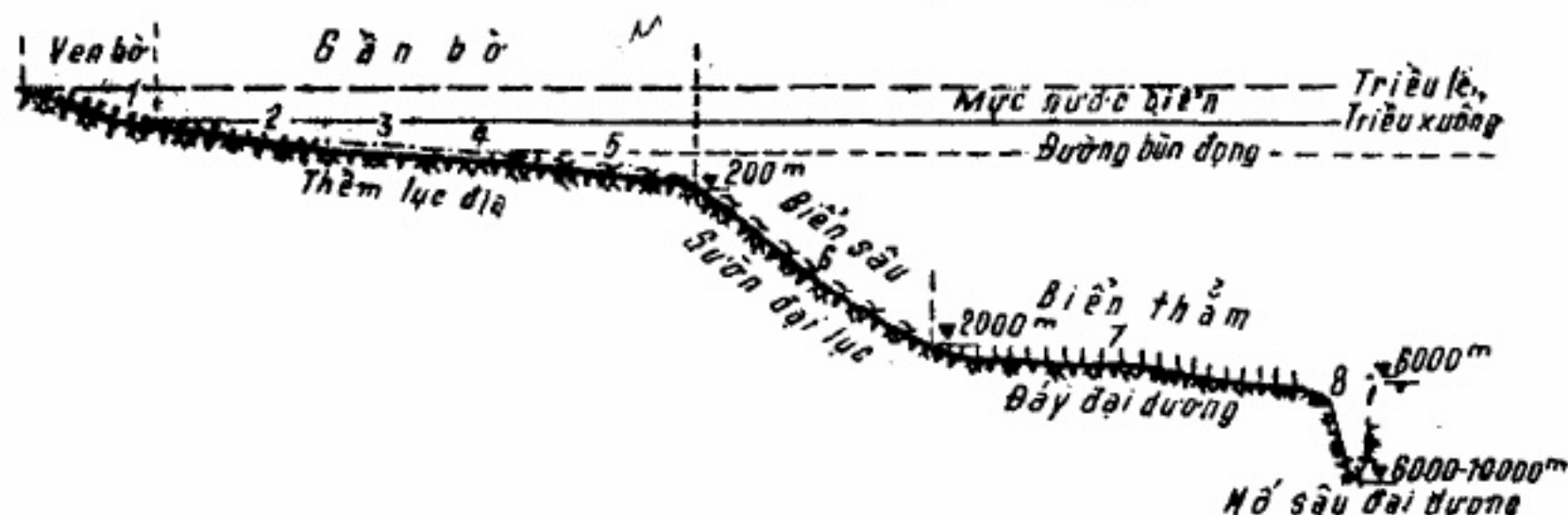
Quá trình trầm tích đang diễn ra liên tục trên vỏ quả đất trong các môi trường khác nhau như đáy biển và đại dương, các hồ, sông ngòi và các vùng trũng lục địa tích đọng các trầm tích do gió mang đến v.v... Về mặt địa lý cũng như cổ địa lý có thể chia làm hai loại khu vực tích đọng trầm tích chính là khu vực trầm tích biển và khu vực trầm tích lục địa.

PHÂN BỐ TRẦM TÍCH TRONG BIỂN HIỆN TẠI

Biển và đại dương, hình thái đáy biển

Biển và đại dương chiếm một diện tích bao la và bao gồm đến ba phần tư diện tích vỏ quả đất. Trên thế giới có những đại dương như Thái Bình Dương, Ấn Độ Dương, Đại Tây Dương và Bắc Băng Dương. Phần của đại dương rìa lục địa hình thành những biển, những vịnh như biển Trung Hoa, biển Nhật Bản, vịnh Bengan, vịnh Bắc Bộ... Có khi biển lưu thông hoàn toàn với đại dương như biển Trung Hoa, hoặc nối liền với đại dương qua vùng biển hẹp như biển Bantic, hoặc gần như biển kín như biển Đen (Hắc Hải), lại cũng có trường hợp biển bị biệt lập hẳn với đại dương như biển Caspien.

Hình thái của biển và đại dương, nhất là hình thái đáy của chúng, có ý nghĩa quan trọng bậc nhất đối với sự phân bố trầm tích. Theo mối quan hệ của đáy biển và mặt biển, bờ lục địa người ta chia ra các khu vực sau đây (h. 1-2):



Hình 1-2. Sơ đồ các khu vực biển và đáy biển

Số hiệu ghi trên hình vẽ chỉ khu vực trầm tích: vụn thô (1), cát (2), cát mịn (3), sét cát (4), bùn vôi (5), bùn sét (6), bùn đỏ đáy đại dương (7 — 8).

Thềm lục địa là khu vực đáy biển ở sát rìa bờ biển có độ dốc không lớn (khoảng 1°). Độ sâu của biển thường chỉ dao động trong khoảng dưới 200 — 300m. Bề rộng của khu vực thềm lục địa thay đổi tùy từng khu biển. Có nơi rất hẹp, chỉ dưới 10 kilomet hoặc hầu như không có thềm lục địa, như ở vùng biển Nhật Bản. Nhưng có nơi chúng có bề rộng tới vài ba trăm kilomet và hình thành như một bình nguyên ngầm dưới biển như ở vùng biển Đông của Việt Nam.

Tương ứng với thềm lục địa của đáy biển là hai khu vực biển: *ven bờ* và *gần bờ*. Khu vực *ven bờ* là dải hẹp của biển ven theo bờ biển. Thông thường người ta coi giới hạn của khu vực *ven bờ* nằm trong phạm vi hoạt động triều lên và triều xuống của thủy triều. Người ta cũng coi các vịnh biển, tam giác châu của cửa sông thuộc khu biển *ven bờ*.

Khu vực *gần bờ* chiếm bộ phận lớn của biển tương ứng với thềm lục địa của đáy biển. Đây là vùng biển có độ sâu không lớn (dưới 200 — 300m).

Sườn đại lục là khu vực đáy biển tiếp liền sau thềm lục địa. Ở đây đáy biển có độ dốc lớn hơn và đáy biển nhanh chóng đạt độ sâu 2000 — 4000m. Nói chung hình thái đáy biển ở đây cũng khá phức tạp, có thể có những dải núi ngầm cũng như thung lũng ngầm. Khu biển tương ứng với đáy sườn đại lục là *biển sâu*.

Biển thẳm và đáy đại dương là khu vực chiếm đại bộ phận diện tích của đại dương. Độ sâu của nước biển ở đây tới 5000 — 6000m trở lên. Bề mặt đáy đại dương không phải bằng phẳng mà có những hố biển sâu, có khi tới hơn 10km như hố biển Marian ở Thái Bình Dương. Đồng thời lại có những «dải núi» ngầm, ở đó độ sâu đáy biển kém hẳn đi, có khi những núi đó nhô cao lên khỏi mặt nước và hình thành các đảo, cung đảo như cung đảo Curin ở vùng biển Đông Bắc châu Á.

Phân bố trầm tích và sinh vật ở biển

Trầm tích ở đáy biển ngoài một số ít có nguồn gốc sinh vật, hóa học hoặc cả do núi lửa phun ra còn đại bộ phận do sông tải từ trong lục địa ra. Sự phân bố các vật liệu trầm tích nhiều hay ít, và trình tự sắp xếp chúng phụ thuộc vào nhiều yếu tố, tùy theo từng khu vực.

Sự phân bố của sinh vật trong biển thay đổi tùy khu vực, từng vùng biển, tùy theo cách sống của chúng. Người ta phân làm các nhóm sinh vật biển khác nhau. Nhóm *sinh vật đáy* bao gồm những sinh vật sống bám chắc vào đáy biển hoặc bò lê la trên đáy biển như san hô, chân riu, tay cuộn. Nhóm này có ý nghĩa rất lớn đối với việc nghiên cứu tương địa và cổ địa lý, vì sau khi chết xác của chúng về cơ bản chôn vùi ở ngay vùng chúng sống. Nhóm thứ hai là *sinh vật biển khơi*, gồm những *sinh vật trôi nổi* (plancton) chúng di động thụ động, trôi dạt theo dòng nước như các loại vi sinh vật, trùng lỗ, sứa v.v... và loại *sinh vật bơi lội* (necton) có khả năng di động chủ động nhờ cơ quan vận động như cá, mực v.v...

1. Khu vực ven bờ

Đây là khu vực chịu tác dụng mạnh của sóng, giàu oxy và nhiều ánh sáng vì lớp nước mỏng, hàng ngày có mực nước lên xuống do thủy triều.

Trầm tích ở đây chủ yếu là những loại vật liệu thô như cuội, sỏi, cát thô và những vỏ của sinh vật bị vỡ vụn (h. 1-2). Về cấu tạo, trầm tích thường có dạng phân lớp xiên chéo và vết gợn sóng trên mặt lớp, vết bờ của một số dạng sinh vật. Trong khu vực này chỉ có một số sinh vật thích nghi với điều kiện của vùng nước luôn luôn bị xáo động đục bần. Trước hết có những dạng sống bám chắc vào đáy như vài loại chân riu, *Balanus* hoặc những loại sống chui rúc trong cát, nấp trong cát khi triều xuống. Ở các vùng biển nhiệt đới san hô có thể đóng một vai trò quan trọng trong thành phần trầm tích của khu vực ven bờ, vì đá vôi ám tiêu do bộ xương của chúng hình thành một khối lượng rất lớn. Thực vật trong khu vực ven bờ cũng rất phong phú mà đại biểu là các loại sú vẹt, trong các vùng bờ biển Việt Nam sú vẹt được nhiều khi hình thành khu rừng rậm rạp ven biển ở nhiều nơi như Quảng Ninh, Cà Mau. Do điều kiện nước luôn luôn xáo động dưới tác dụng của sóng và thủy triều nên xác của sinh vật trong khu vực ven bờ sau khi chết ít khi được bảo tồn nguyên vẹn mà hoặc bị cuốn đi ra vùng biển xa hơn hoặc bị vỡ nát. Ngoài ra trong trầm tích của khu vực này lại có thể chứa những xác sinh vật vốn ở các khu vực biển khác sau khi chết do sóng nước cuốn vào.

Trong khu vực ven bờ có thể có những điều kiện trầm tích và dạng sinh vật khác với kiểu phổ biến ta vừa nói trên kia.

a) *Miền vịnh kín và vụng biển.* Trong những vịnh kín, vụng biển do ít lưu thông với biển cả, nhiều khi biệt lập hẳn với biển cả và hình thành hồ ven biển, điều kiện địa lý khác hẳn với hoàn cảnh thông thường của khu vực ven bờ. Nước biển ở những nơi đó có thể có độ muối không bình thường so với độ muối trung bình 35‰ của biển. Có nơi nước trở thành nhạt như Biển Đen (18‰) hay biển Bantic, hoặc trở thành biển quá mặn như Biển Đỏ (Hồng Hải, 41‰), Biển Chết (280 — 290‰). Trong những điều kiện như vậy thành phần sinh vật rất thay đổi so với vùng biển cả có độ muối bình thường. Ta có thể lấy ví dụ ở Địa Trung Hải với độ muối bình thường có đến hơn 3 nghìn loài động vật, trong khi đó ở Biển Đen do ít lưu thông với biển cả, độ muối chỉ có 18‰ thì chỉ có 415 loài, còn ở Biển Chết chỉ có 3 loài vi khuẩn. Trong các vùng này số lượng giống loài sinh vật chung với biển cả bị giảm, đồng thời lại xuất hiện và phát triển phong phú các dạng địa phương.

Trong điều kiện khí hậu khô nước bị bốc hơi, độ muối của những vùng này ngày càng cao, do đó hình thành những trầm tích hóa học như thạch cao, dolomit, muối ăn. Trong vùng khí hậu ẩm, thực vật thủy sinh phát triển mạnh mẽ đồng thời với việc hình thành bùn đen giàu chất hữu cơ là nguồn gốc của than bùn thối.

Những miền vịnh kín, vụng biển thường có thể biến mất do khô cạn, hoặc do chuyển động thăng trầm của vỏ quả đất mà lại nối liền với biển cả, lập lại điều kiện biển bình thường.

b) Miền cửa sông lớn, tam giác châu. Ở miền gần cửa sông thường có nhiều vật liệu trầm tích thô vụn như cát, bùn, chúng đóng một vai trò lớn trong thành phần trầm tích của khu vực ven bờ. Tam giác châu là một vùng bình nguyên thấp, bao gồm hai phần: phần trên bờ có mạng nhánh cửa sông (như vùng cửa sông Cửu Long) và phần thềm ngầm dưới mực nước, sau đó đáy biển khá dốc và nhanh chóng đạt độ sâu khá lớn so với các phần trên. Ở phần trên bờ hình thành các kiểu trầm tích lục địa, đầm lầy chứa di tích sinh vật nước ngọt. Phần thềm dưới mực nước hình thành trầm tích biển nước lợ, thành phần trầm tích tuy đã ổn định hơn nhưng chứa di tích sinh vật nước lợ là chủ yếu. Phần đáy biển sau thềm ngầm của tam giác châu mới hình thành trầm tích biển bình thường và ở đó thường có mặt bùn mịn.

Miền vụng, vịnh kín, và tam giác châu cửa sông lớn tuy cũng thường ứng với khu vực ven biển nhưng chế độ trầm tích cũng như di tích sinh vật mang sắc thái riêng và cũng không ít gặp trong các mặt cắt địa chất, đôi khi gây phức tạp cho công việc phân tích tương đá.

2. Khu vực gần bờ

Ranh giới độ sâu đáy biển của khu vực này có nhiều ý kiến đánh giá khác nhau, nhưng nói chung người ta công nhận độ sâu khoảng 200m ứng với khu vực này.

Khu vực gần bờ có đặc điểm sóng nhiều và nhiều dòng nước tác dụng, giàu oxy và giàu ánh sáng, nhiệt độ thay đổi tùy thuộc vào nhiệt độ của bề mặt, của vĩ tuyến. Trong thế giới sinh vật ở khu vực này đặc biệt phong phú sinh vật đáy và thực vật thủy sinh như rong tảo. Ở phần nước không sâu (40 – 80m), nhiều ánh sáng và tầng nước được xáo động do sóng nên sinh vật lại càng phong phú. Trong khu vực gần bờ này đặc biệt phong phú các nhóm của động vật không xương sống như chân riu, tay cuộn, san hô, bông biển v.v... Ngoài ra trong trầm tích của khu vực cũng gặp nhiều xác của động vật sống tự do ở tầng nước của khu vực như cầu gai, trùng lỗ v.v...

Khu vực gần bờ là khu vực tích đọng khối lượng chủ yếu của trầm tích như cát, sét do các sông tải sản phẩm phong hóa phá hủy từ trong lục địa ra. Ngoài ra ở đây có sản phẩm của hoạt động sinh giới, trước hết là các loại bùn cacbonat (bùn vôi) do xáo trộn bùn lục nguyên với sản phẩm rửa lũa các vỏ, xác sinh vật tạo vôi (tảo vôi, trùng lỗ, san hô v.v...). Trong trầm tích của khu vực cũng có mặt một số lượng nào đó của các kết tủa do hoạt động hóa học trong nước biển như các hợp tạo sắt, nhôm và mangan. Thông thường kích thước của hạt trầm tích

càng xa bờ càng mịn, từ cát thô, cát mịn đến các loại bùn, cũng còn có những mảnh vụn của xác sinh vật, vôi trứng cá và ở miền rìa giáp sườn lục địa còn có thể có kết hạch fotforit.

Trong thực tế sơ đồ phân bố trầm tích theo độ hạt vừa nêu nhiều khi bị thay đổi do ảnh hưởng của nhiều yếu tố khác nhau như hình thái của bờ biển, chế độ sóng, dòng nước ven bờ v.v... Trong điều kiện của vùng biển lặng, ít chịu tác dụng của dòng nước và sóng, như trong các vịnh thì ngay sát với ranh giới của khu vực ven bờ đã thấy có trầm tích bùn mịn. Ngược lại, ở vùng biển trống trải, sóng to gió lớn, thì ngay cả nơi khá xa bờ cũng có thể có các loại hạt thô trầm đọng.

Thành phần sinh vật của khu vực cũng thay đổi trước hết tùy thuộc vào yếu tố khí hậu. Ở vùng biển nhiệt đới động vật và thực vật đều phát triển phong phú, nhất là các loại tạo vôi như san hô, thân mềm, tảo vôi. Do đó trong thành phần trầm tích cũng giàu vôi và xác xương của những loại sinh vật này. Ở vùng biển xứ lạnh nghèo sinh vật tạo vôi nhưng lại thường phong phú tảo diatomê, do đó mà trầm tích trong khu vực biển khơi ở đây lại phong phú bùn silít.

✓ 3. Khu vực sườn đại lục (biển sâu)

Khu vực biển này như chúng ta đã biết có độ sâu khoảng 2—3 nghìn mét. Trừ tầng nước bên trên, biển có nhiệt độ không đổi, ít ánh sáng. Nói chung trầm tích của khu vực này có khối lượng không lớn so với diện tích rất lớn của chúng trên các biển và đại dương hiện nay. Thành phần trầm tích tương đối đồng loại và gồm chủ yếu là bùn vôi — sét và bùn vôi có nguồn gốc sinh vật; thành phần trầm tích ít thay đổi trên những khoảng cách lớn. Thành phần sinh vật đáy nghèo hơn nhiều so với khu vực gần bờ ta vừa nói đến trên kia, do ở quá sâu ít ánh sáng, ít oxy nên chỉ có những sinh vật đặc biệt thích nghi mới sống được ở độ sâu này. Sự phong phú trầm tích cacbonat nguồn gốc sinh vật chủ yếu do xác sinh vật sống tự do trong tầng nước trên mặt rơi xuống, như các loại trùng lỗ, globigerina, chân cánh, diatomê, tảo và các loại sống trôi nổi khác.

4. Khu vực biển thẳm

Với độ sâu lớn khu vực có nhiệt độ không đổi và hoàn toàn tối, vì ánh sáng không thể xuyên qua được tầng nước quá dày. Thành phần sinh vật đáy cực kỳ nghèo, tốc độ trầm tích cũng rất nhỏ bé. Thành phần trầm tích ở đây gồm hai loại chủ yếu, thứ nhất là bùn cacbonat nguồn gốc từ xác sinh vật sống ở tầng nước bên trên, loại bùn này cũng gặp trong trầm tích biển sâu (sườn đại lục) như bùn globigerina, bùn phóng xạ trùng, bùn diatomê v.v... Thứ hai là loại bùn đặc trưng cho khu vực biển thẳm, người ta gọi là bùn đỏ đại dương. Thành phần gồm những sản phẩm lục nguyên rất mịn phân lớp rất mỏng, có lẽ do gió và dòng hải lưu tải đến và một phần do sản phẩm của gio núi lửa ở đại dương. Ở khu vực biển thẳm này cũng có mặt các loại kết hạch sắt, mangan.

PHÂN BỐ TRẦM TÍCH TRÊN LỤC ĐỊA

Khác hẳn với biển và đại dương, ở lục địa quá trình trầm tích chỉ xảy ra trong phạm vi hạn chế và quá trình phong hóa bào mòn đóng vai trò chủ yếu.

Sự tích đọng trầm tích trên lục địa chỉ xảy ra ở những miền trũng thấp như hồ, đầm, thung lũng sông và thung lũng giữa núi v.v... Người ta phân trầm tích lục địa thành các loại trầm tích đầm hồ, trầm tích sông, trầm tích do gió và các loại sườn tích, bồi tích, tàn tích, lũ tích v.v...

Khác hẳn với trầm tích biển có tính chất ổn định về thành phần, tương đối và bề dày, trầm tích lục địa thay đổi rất nhanh chóng về cấu tạo lớp, thành phần và bề dày v.v... Sự thay đổi đó phụ thuộc vào nhiều yếu tố của môi trường thành tạo trầm tích, trong đó ta có thể kể đến ba nhóm yếu tố chủ yếu là khí hậu, động lực của môi trường và hình thái của khu vực trầm tích.

Khi hậu có ý nghĩa quan trọng trong việc hình thành các loại trầm tích lục địa, vì chính khí hậu quyết định nhiều tính chất của môi trường như quá trình phong hóa, bào mòn, tính chất của sinh giới cũng như tốc độ hình thành trầm tích v.v... Mỗi đới khí hậu có những dạng trầm tích lục địa đặc trưng. Miền khí hậu lạnh có trầm tích sông băng, miền ôn đới có trầm tích sông hồ giàu thực vật, miền khô nóng hình thành trầm tích do gió, hoang thổ v.v... Miền nhiệt đới mưa nhiều, quá trình phong hóa diễn ra mạnh mẽ và hình thành các loại laterit và các loại trầm tích hồ, sông giàu thực vật đa dạng.

Yếu tố thứ hai có ý nghĩa quan trọng đối với tính chất của trầm tích lục địa là động lực của môi trường. Những tính chất về cấu tạo, kiến trúc của đá, độ hạt và kiểu chọn lọc của hạt lại phản ánh chế độ động lực của môi trường thành tạo chúng. Trong trầm tích của thung lũng sông có tốc độ dòng chảy không ổn định, thường có sự phân lớp không đều và xiên chéo (h. 1-3). Những dòng chảy mạnh tạm thời của lũ khi ra khỏi vùng núi đã nhanh chóng mất động năng nên đã làm tích đọng những vật liệu hỗn độn của lũ tích.



Hình 1-3 . Dạng phân lớp xiên chéo của bồi tích sông suối.
a — á sét; b — bồi tích Đệ tứ; c — đá gốc

Yếu tố thứ ba là địa hình của khu vực cũng có ảnh hưởng lớn đối với tính chất của trầm tích lục địa; lũ tích chỉ được thành tạo ở những địa phương có

địa hình chia cắt của vùng núi, còn tàn tích (eluvi) lại được thành tạo ở vùng có địa hình khá bằng phẳng v.v...

Trong thực tế thường xảy ra sự tác dụng đồng thời của nhiều yếu tố làm cho tính chất của trầm tích lục địa càng trở nên phức tạp, nhưng yếu tố khí hậu bao giờ cũng có tác dụng nổi bật trong sự hình thành tính chất của trầm tích lục địa. Chúng ta sẽ xét đến một số nhóm trầm tích lục địa dựa theo mối quan hệ của chúng đối với môi trường.

1. Khu vực khí hậu ẩm.

Trong những khu vực này trầm tích phổ biến là các loại bồi tích, sườn tích, tàn tích và các loại trầm tích đầm hồ. Ở miền khí hậu ẩm của ôn đới bề dày của tàn tích có thể dày tới hơn 1 mét, thành phần của tàn tích chủ yếu là sản phẩm của phong hóa cơ học, thực vật cũng khá phong phú nhưng không đa dạng. Ở nhiệt đới và cận nhiệt đới hình thành tầng phong hóa rất dày, có nơi đạt tới 100m, thành phần hóa học của vật chất vụn bị phá hủy rất mạnh. Thành phần thực vật ở đây rất phong phú và đa dạng, chính chúng là nguồn thành tạo than bùn và than trong môi trường đầm hồ. Cùng với sự hình thành lớp vỏ phong hóa dày là sự hình thành khoáng sản bôxít, mangan, sắt, caolin.

2. Khu vực khí hậu khô hạn, sa mạc.

Trong những khu vực này phổ biến các loại trầm tích do gió như hoàng thổ, tàn tích và lũ tích do những dòng nước mạnh nhất thời sau các cơn mưa tạo thành. Thành phần thực vật rất nghèo, trong khi đó lại có nhiều loại muối do sự khô cạn các hồ tạo thành như các loại muối clorua, sunfat, và những trầm tích màu đỏ, sặc sỡ do giàu các loại oxyt sắt. Ngoài ra trong khu vực khí hậu khô hạn cũng phát triển các loại vật liệu là sản phẩm phong hóa lý học như tảng lán.

3. Khu vực hàn đới.

Ở khu vực khí hậu hàn đới, địa cực phổ biến các loại trầm tích sông băng, hồ băng. Trong các trầm tích cổ có loại trầm tích sông băng đặc trưng là tilit, đó là những tảng tròn trên bề mặt có nhiều vạch khía xước xây xát do lăn trong khi bị sông băng lôi cuốn.

4. Khu vực trước núi và thung lũng giữa núi.

Do tính chất của địa hình mà ở đây tích đọng những lớp dày gồm sỏi, lũ tích, bồi tích và cả trầm tích sông băng khi ở độ cao khá lớn. Những vật liệu trầm tích này là những sản phẩm phong hóa ở những núi trực tiếp xung quanh. Quy luật phân bố những vật liệu này là càng gần chân núi vật liệu càng thô (cuội, sỏi, cát thô) và sắp xếp càng lộn xộn, xa dần chân núi hạt càng nhỏ hơn (cát, cát pha). Do ở những độ cao khác nhau có tính chất của đới khí hậu khác nhau nên thành phần trầm tích có thể có sự lẫn lộn các tính chất của các đới khí hậu ẩm, khô hạn hoặc lạnh giá v.v...

Chương 2

PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU LỊCH SỬ CÁC CHUYỂN ĐỘNG KIẾN TẠO

Cùng với quá trình trầm tích, trên vỏ quả đất xưa và nay đã xảy ra những hoạt động lún chìm, nâng cao, uốn nếp, phá hủy v.v... để hình thành cấu trúc của vỏ quả đất. Người ta gọi đó là chuyển động kiến tạo. Chính những chuyển động kiến tạo đã gây nên sự hình thành và biến đổi dạng địa hình của vỏ quả đất, hình thái biển và lục địa và do đó cũng gây nên sự biến đổi về điều kiện khí hậu. Liên quan đến điều vừa nêu, chuyển động kiến tạo cũng làm biến đổi hoàn cảnh hoạt động bào mòn, vận chuyển và trầm tích v.v...

Nguyên nhân của những chuyển động kiến tạo đến nay chưa được giải quyết một cách thỏa đáng, song dựa vào nhiều kết quả nghiên cứu của khoa học địa chất người ta cho rằng chuyển động kiến tạo chủ yếu liên quan với những hoạt động dưới sâu của vỏ quả đất.

Chuyển động kiến tạo thể hiện ở nhiều trạng thái khác nhau, khi thì thể hiện ở dạng hoạt động chậm chạp gây nên sự sụt lún hoặc nâng cao của phần vỏ quả đất, dẫn đến hiện tượng biển tiến và biển lùi. Có khi lại thể hiện ở dạng hoạt động mạnh mẽ, tức thời như động đất, đứt gãy, phá vỡ cấu tạo vỏ quả đất, hình thành hoạt động của núi lửa v.v...

Những biểu hiện của chuyển động kiến tạo có thể phân làm hai nhóm là chuyển động ngang và chuyển động đứng. Mặt khác, về mặt quy mô và hệ quả của hoạt động người ta cũng phân làm chuyển động thẳng trầm và chuyển động tạo núi.

Chuyển động kiến tạo đã diễn ra trong tất cả các giai đoạn phát triển của lịch sử vỏ quả đất. Kết quả, ảnh hưởng của những chuyển động đó đều đã ghi dấu ấn lại trong cấu trúc của vỏ quả đất. Nhiệm vụ của khoa học địa sử là phải làm sáng tỏ về lịch sử các chuyển động kiến tạo đã diễn ra trong các giai đoạn của lịch sử vỏ quả đất về quy mô, cường độ và kết quả của những hoạt động đó.

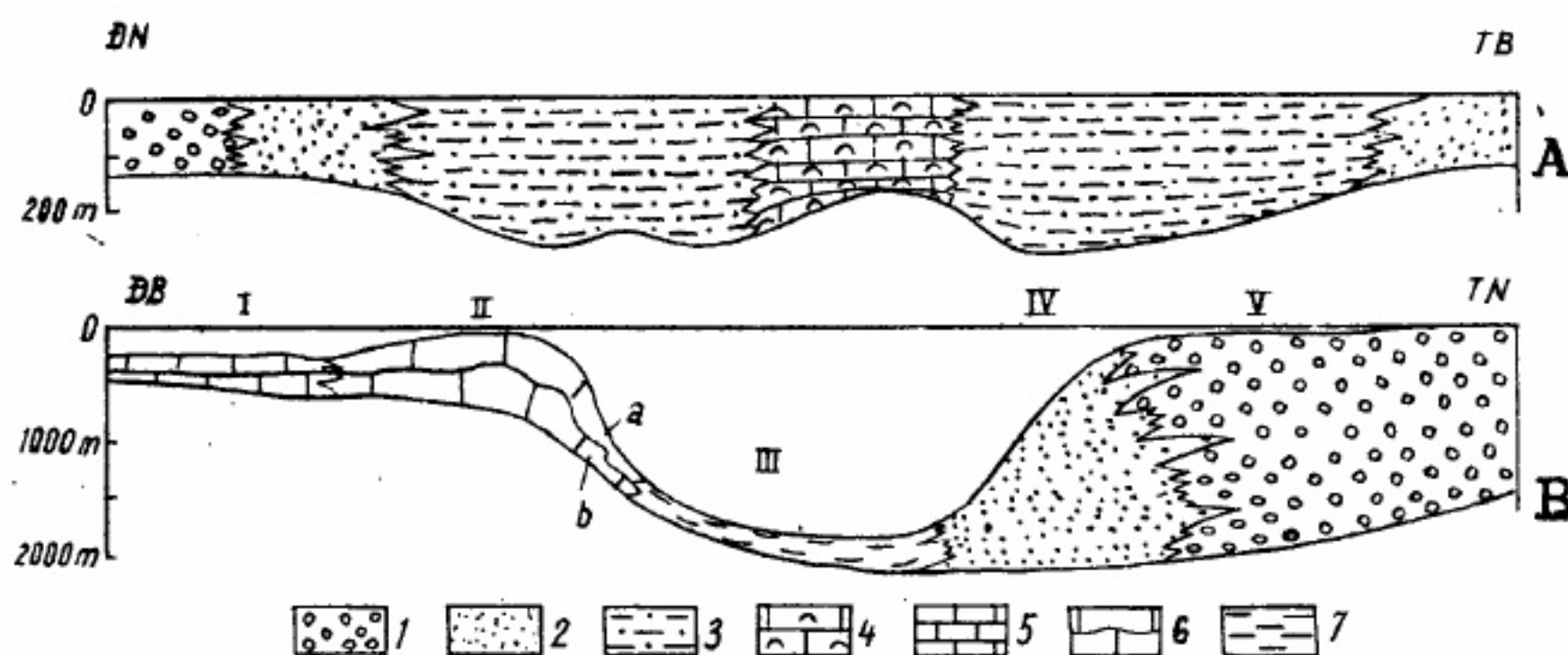
Để nghiên cứu các chuyển động kiến tạo, hiện nay người ta sử dụng nhiều phương pháp khác nhau, sau đây là những nét chính của một số phương pháp chủ yếu.

1. Phương pháp phân tích tướng đá và bề dày trầm tích.

Đây là một phương pháp do Belousoy đề xuất, hiện nay được áp dụng phổ biến để nghiên cứu lịch sử của chuyển động kiến tạo và sự hình thành của một số cấu trúc.

Phân tích bản đồ về sự thay đổi thành phần đá trầm tích, điều kiện trầm tích — hay bản đồ tương đá — và bề dày của chúng có thể nắm được phương của chuyển động và sự phân bố của các dạng cấu tạo, không những chỉ trong một vùng, một phạm vi giới hạn của địa tầng mà có thể giải quyết vấn đề trong một khu vực rộng lớn. Dựa vào tương đá có thể phân định trong khu vực cấu tạo âm (có trầm tích biển) những vùng có cấu tạo nâng cao, chứa các loại tương đá nước cạn và những vùng chìm sâu phân bố tương đá nước sâu. Trong khu vực cấu tạo dương (lục địa, bị bào mòn là chủ yếu) có thể có mặt những vùng tương đối thấp do có những tương đá trầm tích lục địa.

Bề dày của trầm tích có ý nghĩa lớn đối với việc phân tích cường độ của chuyển động cũng như tính chất chuyển động của từng địa phương. Trong vùng tốc độ sụt vồng nhanh hình thành bề dày trầm tích lớn và ngược lại. Trường hợp những vùng có tốc độ sụt vồng bằng tốc độ trầm tích thì bề dày trầm tích phản ánh độ sụt lún trong giai đoạn hình thành trầm tích. Trong thực tế nhiều khi bề dày trầm tích không phản ánh đúng độ sâu của sụt lún, tốc độ sụt lún có thể lớn hơn tốc độ trầm tích. Ở trường hợp này cần phải nghiên cứu phối hợp giữa bề dày trầm tích và tương đá. Ví dụ trường hợp ở hình 2-1A, tốc độ sụt lún và tốc độ trầm tích bằng nhau, đáy biển của khu vực trầm tích sụt vồng đều



Hình 2-1. Sơ đồ mặt cắt tương đá và bề dày.

- A. Khu vực tốc độ sụt lún và trầm tích bằng nhau. Đáy biển trầm tích thể hiện bằng đường nằm ngang ứng với mực 0 của mặt biển.
- B. Khu vực tốc độ sụt lún lớn hơn tốc độ trầm tích, đáy biển của khu vực trầm tích phân thành nhiều phần khác nhau dưới mực nước biển.

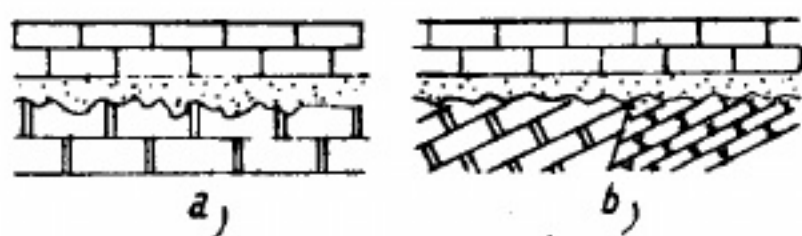
Ký hiệu: 1— cuội ven bờ; 2— cát vùng đáy biển nông; 3— cát sét vùng nước nông; 4— đá vôi vỏ sò ốc; 5— đá vôi phân lớp kiểu nước nông; 6— đá vôi ám tiêu; 7— sét nước sâu.

và hầu như giữ nguyên độ sâu trong quá trình hoạt động. Trong khu vực có thể có những vùng cao hơn hoặc thấp (sâu) hơn, trạng thái của chúng được phản ánh trên bề dày và tương đá từng phần tương ứng của khu vực. Cuối cùng, bề mặt đáy của biển khi kết thúc hoạt động trầm tích (kết thúc quá trình sụt lún và trầm tích) được thể hiện trên một đường nằm ngang ứng với mực 0.

Ở hình 2-1B biểu hiện một tình huống khác, tốc độ sụt lún lớn hơn tốc độ trầm tích. Trong trường hợp này trên hình vẽ đường 0 thể hiện mực nước biển vào cuối giai đoạn trầm tích, đường *a* thể hiện đáy biển lúc đó, còn đường *b* thể hiện đáy của khu vực trầm tích. Trong khu vực, các vùng I, II, III, IV, V có bề dày khác nhau, tương đá khác nhau. Ở phần cực tây nam của vùng V tốc độ sụt lún bằng tốc độ trầm tích nên bề dày của trầm tích bằng tổng bề sâu sụt lún. Trái lại ở vùng III, tốc độ sụt lún nhanh nhất và sâu nhất khu vực. Ở đây tốc độ trầm tích kém tốc độ sụt lún nên đã hình thành khu vực biển sâu, đá sét ứng với tương biển sâu. Bề dày của trầm tích cộng với bề dày lớp nước phủ của biển mới bằng độ sụt lún của vùng. Ở vùng I, II thành tạo đá vôi biển nông (kể cả đá vôi âm tiêu), độ dày trầm tích gần bằng độ sụt lún.

2. Phương pháp phân tích các gián đoạn và bất chỉnh hợp.

Dựa vào việc phân tích các biểu hiện gián đoạn trầm tích hoặc bất chỉnh hợp giữa các địa tầng, ta có thể biết được thời gian, tính chất và quy mô của hoạt động nâng cao của khu vực trầm tích. Gián cách thời gian giữa những địa tầng ở hai phía của bất chỉnh hợp tương ứng với thời gian ngừng hoạt động trầm tích do vùng bị nâng cao. Khi góc nghiêng của phân vị địa tầng trên và dưới của mặt gián đoạn phù hợp với nhau (bất chỉnh hợp địa tầng) thì có thể kết luận là quá trình nâng cao, gián đoạn trầm tích rồi sau đó sụt lún tiếp tục thành tạo trầm tích đã diễn ra một cách từ từ, không gây biến động lớn, đó là kết quả của chuyển động thăng trầm (h. 2-2a).



Hình 2-2. Bất chỉnh hợp địa tầng và bất chỉnh hợp góc.

a. Bất chỉnh hợp địa tầng do kết quả của chuyển động thăng trầm.

b. Bất chỉnh hợp góc. Sau khi thành tạo tầng dưới, các lớp bị uốn nếp nâng cao, đứt gãy. Sau đó vùng lại bị sụt lún thành tạo tầng trên.

chứng tỏ sau khi thành tạo địa tầng nằm dưới đã xảy ra hoạt động uốn nếp và có thể có cả hoạt động phá hủy đứt gãy, những lớp lúc đầu nằm ngang khi đó trở thành uốn nếp, nằm nghiêng, sau khi bị bào mòn, khu vực lại bị sụt lún và hình thành phân vị địa tầng mới (h. 2-2b).

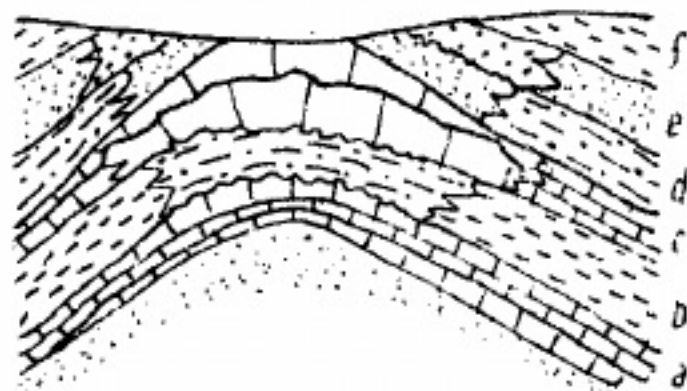
Có thể phân tích tương đá và bề dày cùng với quan hệ bất chỉnh hợp của các lớp trong uốn nếp để biết được mối quan hệ thời gian giữa chuyển động uốn nếp và quá trình trầm tích. Thí dụ trên hình 2-3 nêu lên một vài trường hợp trong mối quan hệ đó.

Chuyển động kiến tạo mạnh mẽ của vỏ quả đất gây nên sự nâng cao của cả khu vực hình thành bất chỉnh hợp góc khu vực; chuyển dần sang vùng lân cận quy mô của chuyển động yếu bớt và hình thành bất chỉnh hợp góc địa phương rồi tiếp theo nữa là bất chỉnh hợp địa tầng. Ở vùng kế cận xa hơn, nếu quá trình trầm tích không bị ngừng trong thời gian đó thì thường hình thành trầm tích tương đối thô (h. 2-4).

Những hệ tầng trầm tích bị giới hạn bởi những bất chỉnh hợp khu vực với các hệ tầng phủ trên và lót dưới, hình thành *tầng cấu trúc* (hay *bậc cấu trúc*). Mỗi tầng cấu trúc ứng với một giai đoạn phát triển tự nhiên trong lịch sử phát triển địa chất của khu vực.

3. Phương pháp phân tích quy luật sắp xếp của các tầng, lớp.

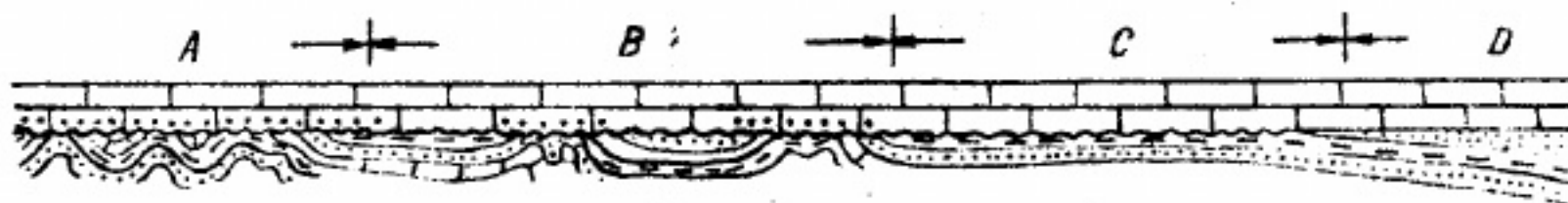
Phân tích sự sắp xếp của các tầng, lớp, có thể cho phép ta nắm được tính chất và cường độ của chuyển động kiến tạo của vùng trong một giai đoạn lịch sử địa chất. Muốn thế phải phân tích toàn diện về sự biến đổi thành phần trầm tích, tương đá, bề dày và quan hệ bất chỉnh hợp của các tầng, lớp trong vùng. Sự thay đổi chế độ hoạt động kiến tạo dẫn



Hình 2-3. Quan hệ giữa hoạt động uốn nếp và trầm tích.

Chuyển động uốn nếp diễn ra đồng thời với hoạt động trầm tích. Trong nếp lồi, các lớp ở phần vòm ứng với tương nước nông và bề dày mỏng. Ở phía cánh, tương biến sâu và bề dày lớn.

Lớp a được thành tạo trước chuyển động uốn nếp. Sau khi uốn nếp phần cánh nếp lồi vẫn tiếp tục là vùng chìm dưới mực nước biển, phần vòm bị nâng cao gián đoạn. Do đó phần cánh của các lớp liên tục còn ở phần vòm giữa lớp a và b có gián đoạn. Các lớp c, d, e được thành tạo đồng thời trong quá trình vừa trầm tích vừa uốn nếp, vòm của lớp c là đá vôi ám tiêu có bề dày lớn do điều kiện biển nông, sinh vật phát triển mạnh.



Hình 2-4. Sơ đồ các kiểu bất chỉnh hợp trong một khu vực lớn.

- A. Bất chỉnh hợp góc khu vực.
- B. Bất chỉnh hợp góc địa phương.
- C. Bất chỉnh hợp địa tầng.
- D. Chính hợp.

đến sự thay đổi về chế độ bào mòn và trầm tích, thể hiện rõ trong mặt cắt địa chất. Theo chiều chuyển động âm của khu vực, vùng bị chìm sâu tạo biển tiến, trong mặt cắt từ dưới lên trên sẽ đổi dần sang đá hạt mịn của tương biển sâu.

Ngược lại, trong chuyển động dương, khu vực bị nâng cao, tương đá sẽ thay đổi theo chiều ngược lại, từ tương biển sâu sang tương biển nông, hạt thô dần. Nếu chuyển động dương thể hiện với biên độ lớn, khu vực có thể bị nâng cao khỏi mực nước, quá trình trầm tích ngừng và gây gián đoạn, bất chỉnh hợp trong mặt cắt địa chất.

4. Phương pháp phân tích địa mạo.

Phương pháp này được áp dụng đối với việc nghiên cứu các chuyển động kiến tạo trong giai đoạn trẻ của lịch sử phát triển vỏ quả đất — ở nguyên đại Tân sinh (Kainozoi). Chiều cao của thềm sông, thềm biển, bề mặt san bằng của vùng núi v.v... cho ta tư liệu để suy định về biên độ và tốc độ của chuyển động nâng cao phần vỏ quả đất trong giai đoạn lịch sử mới này.

Nghiên cứu, quan sát hình thái của thung lũng sông, hình thái bờ biển cho ta nắm được tính chất của chuyển động kiến tạo của khu vực. Nói chung phương pháp phân tích địa mạo cũng rất đa dạng và có ý nghĩa lớn đối với việc nghiên cứu hoạt động kiến tạo trẻ trong Tân sinh — tân kiến tạo.

5. Phương pháp phân tích thành hệ địa chất.

Đây là một phương pháp có ý nghĩa rất lớn trong nghiên cứu kiến tạo. Phân tích thành hệ tức là phân tích các phức hệ đá đặc trưng cho các yếu tố cấu trúc và các giai đoạn phát triển của chúng trong lịch sử vỏ quả đất. Nhà địa chất Pháp Bectran là người đầu tiên đề xuất phương pháp này từ cuối thế kỷ trước, nhưng mãi đến những năm 40 của thế kỷ này phương pháp phân tích thành hệ mới được phát triển và sử dụng rộng rãi, nhất là ở Liên Xô. Thực sự phương pháp phân tích thành hệ hiện nay là một phương pháp chủ yếu để nghiên cứu kiến tạo.

Thành hệ địa chất là tổ hợp cộng sinh có quy luật của đá trong mối quan hệ chung về điều kiện thành tạo và được hình thành trong những giai đoạn nhất định của những dạng cấu trúc cơ bản của vỏ quả đất.

Thông thường mỗi thành hệ gồm một số loại đá (thường là ba — bốn loại) có mối quan hệ chặt chẽ với nhau. Thí dụ thành hệ flit (flis) lục nguyên gồm các loại đá cát kết, bột kết và sét kết xen kẽ nhau; thành hệ flit cacbonat, có sự xen kẽ giữa các thành phần đá cát kết vôi, đá vôi, sét vôi hoặc sét. Cũng có khi thành hệ chỉ gồm một thành phần đá như thành hệ cacbonat, thành hệ gloconit v.v... Trong mỗi thành hệ có thể có thành phần phụ như thành hệ flit lục nguyên có thể có mặt sạn kết hoặc thậm chí cuội kết nữa v.v... Đồng thời có những thành phần không thể có mặt trong những thành hệ xác định, như thành hệ flit loại trừ sự có mặt của than đá, muối mỏ.

Tùy thuộc vào điều kiện thành tạo, từng loại thành hệ có những tính chất đặc trưng riêng. Những đặc tính đó cũng phụ thuộc vào đặc tính của đá tổ hợp nên thành hệ.

Vị trí và quy luật phân bố của thành hệ có ý nghĩa lớn trong việc nghiên cứu chế độ kiến tạo của khu vực, sự thay đổi chế độ kiến tạo trong khu vực dẫn đến sự thay đổi về thành hệ địa chất. Ở địa mảng các thành hệ đặc trưng như flit, molat (molas), spilit — keratofia v.v... có diện phân bố không rộng và thường thành dải hẹp nhưng lại có bề dày lớn. Các thành hệ nền ngược lại, có diện phân bố rộng lớn và bề dày nhỏ.

Dựa vào thành phần, quy luật thành tạo của đá cấu thành thành hệ người ta phân làm hai loại thành hệ :

1. Các thành hệ macma

Nhóm thành hệ địa mảng gồm loạt thành hệ spilit — keratofia, loạt gabro — plagiogranit và loạt siêu bazơ.

Nhóm thành hệ tạo núi gồm loạt thành hệ bazan — andezit — liparit, loạt gabro — diorit — granodiorit, loạt granit batolit.

Nhóm thành hệ kiểu nền (kể cả lục địa, đại dương) gồm loạt thành hệ phủ dạng vĩa : thành hệ dạng bậc thang, thành hệ trachibazan, kiềm — bazan v.v.... loạt thành hệ xâm nhập trung tâm và ống phun (thành hệ kimbelit, thành hệ trung tâm xâm nhập kiềm và siêu bazơ chứa cacbonatit, thành hệ trung tâm xâm nhập của sienit nefelin, thành hệ xâm nhập trung tâm granit và gabro — granit.

2. Các thành hệ trầm tích và trầm tích phun trào

Tuy việc nghiên cứu về thành hệ đã bắt đầu từ đá trầm tích, nhưng cho đến nay việc phân loại về các thành hệ trầm tích chưa có được sự thống nhất chung như đối với sự phân loại dựa vào thành phần vật chất của các thành hệ macma. Trong thực tế hiện nay mới chỉ có sự phân định các thành hệ trầm tích trong những khu vực, những kiểu mặt cắt địa chất cụ thể và gộp thành các nhóm thành hệ theo chế độ kiến tạo. Một trong những kiểu phân loại thành hệ trầm tích là phân loại của Khain (1964), chia bốn loại thành hệ của địa mảng và nền.

Ở địa mảng có các loạt thành hệ sau đây :

— Giai đoạn sớm : thành hệ aspit (sét — grauvac) và các phụ thành hệ dạng flit, grauvac và thành hệ chứa than. Ở vùng gần nền, grauvac có thể bị thay bằng cát kết thạch anh.

— Giai đoạn giữa : thành hệ cacbonat ở địa mảng thuần⁽¹⁾ hoặc thành hệ flit ở địa mảng thực thụ⁽²⁾ với các phụ thành hệ flit cacbonat, flit lục nguyên, flit tufogen v.v...

(1) (2) Tự điển địa chất Nga — Việt (NXB Khoa học, 1970) gọi là địa mảng ven và chân địa mảng.

— Giai đoạn muộn : thành hệ molat dưới với các phụ thành hệ molat biển chứa dầu, chứa than hoặc phụ thành hệ molat đầm hồ chứa muối (thành hệ bay hơi).

— Giai đoạn kết thúc : thành hệ molat trên, với các phụ thành hệ molat lục địa thô, màu đỏ hoặc màu xám, than linnit. Thành hệ trầm tích phun trào lục địa với các phụ thành hệ đăm kết tụ (tufobrec), bazan — andezit, liparit — đaxit. Ở khu vực nền có các thành hệ đặc trưng sau : Ở giai đoạn đầu là nhóm thành hệ gloconit, thành hệ trầm tích lục địa màu xám, chứa than hoặc thành hệ màu đỏ, chứa muối. Ở các giai đoạn sau là các thành hệ cacbonat biển hoặc lục địa, thành hệ chứa than linnit, thành hệ chứa than paralit, thành hệ sét silit, thành hệ gloconit thạch anh, thành hệ cát sét chứa caolin v.v...

Ngoài hai loại thành hệ macma và trầm tích cũng có khi người ta nói đến thành hệ (phức hệ) biến chất, nhưng nói chung đối với đá biến chất người ta không sử dụng khái niệm thành hệ, bởi vì các đá biến chất được quy về thành hệ trầm tích hoặc macma tùy theo khởi nguyên của từng loại đá biến chất đó.

Như trên đã nói, việc phân tích các thành hệ có ý nghĩa lớn đối với việc nghiên cứu chế độ kiến tạo. Qua kết quả nghiên cứu, phân chia, phân tích thành hệ mà ta có thể kết luận đúng đắn về hình loại cấu trúc, lịch sử của khu vực trong các giai đoạn phát triển của khu vực. Điều quan trọng hơn nữa là qua phân tích thành hệ mà người ta nắm được quy luật phân bố khoáng sản. Thí dụ các khoáng sàng asbet, tan thường đi với thành hệ siêu bazơ, hoặc các loại muối mỏ liên quan với các thành hệ bay hơi, các thành hệ gabbro — diabaz thường có liên quan với khoáng sàng vàng, khoáng sàng titan và inmenit. Liên quan với thành hệ granit batolit có các khoáng sàng pecmatit, caxiterit, vonframit v.v...

Chương 3

KHÁI NIỆM CƠ BẢN VÀ CÁC PHƯƠNG PHÁP CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

ĐỊNH NGHĨA VÀ NHỮNG NGUYÊN LÝ CƠ BẢN CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

Một cách đơn giản người ta hiểu địa tầng học là một khoa học nghiên cứu về các tầng đá thành tạo vỏ quả đất. Mục đích của địa tầng học là nghiên cứu các lớp đá, xác định mối quan hệ giữa chúng với nhau trong quá trình hình thành các tầng, các lớp của vỏ quả đất, qua nghiên cứu tổng hợp mà xác lập thang địa tầng, từ đó lập lại biểu tuổi tương đối của vỏ quả đất.

Trong lịch sử của vỏ quả đất, không phải ở mọi địa phương quá trình địa chất diễn ra giống nhau, vì thế một mục đích thứ hai của địa tầng học là liên hệ các mặt cắt địa tầng, xác lập mối quan hệ không gian bề mặt của các địa tầng.

Theo Đanba và Rotjor (Dunbar and Rodgers, 1962) chúng ta có thể phát biểu: Địa tầng học gồm có ba phần — thứ nhất là mô tả các lớp ở dạng mà ta gặp trong một mặt cắt liên tục, thứ hai — liên hệ các mặt cắt, xác định mối tương quan giữa chúng và vị trí của chúng trong thang tiêu chuẩn và thứ ba — giải thích biên niên sử địa tầng để làm rõ lịch sử thành tạo đá của vỏ quả đất.

Để giải quyết những nhiệm vụ của mình địa tầng học trước hết dựa vào những nguyên lý cơ bản, những nguyên lý đó đơn giản nhưng sẽ làm nền tảng cho việc xác định các phương pháp nghiên cứu cũng như làm cơ sở cho việc giải quyết các vấn đề của địa tầng học.

1. Nguyên lý về tính kế tục. — *Các lớp khi mới hình thành đều nằm ngang và lớp này phủ kế tiếp lên lớp kia. Lớp thành tạo sau phủ lên lớp thành tạo trước, trẻ hơn lớp trước, và ngược lại.*
2. Nguyên lý về tính liên tục bề mặt. — *Các đá của cùng một lớp ở mọi điểm đều cùng tuổi.*
3. Nguyên lý về sự đồng nhất thành phần hóa thạch. — *Các tầng đá chứa những tập hợp hóa thạch giống nhau thì cùng tuổi.*

Áp dụng các nguyên lý cơ bản đó nhà địa chất có thể giải quyết nhiều vấn đề ngay trong quá trình công tác ngoài thực địa. Tuy nhiên trong nhiều trường hợp, do những biến đổi của thiên nhiên muôn hình nghìn vẻ, nên nhà địa chất cần phải có đầu óc, sáng tạo và nhìn toàn diện trong khi áp dụng các nguyên lý đó. Những khó khăn xuất hiện trong quá trình áp dụng các nguyên lý trên, khi nghiên cứu giải quyết các vấn đề địa tầng, ta sẽ lần lượt xét đến trong các phần sau.

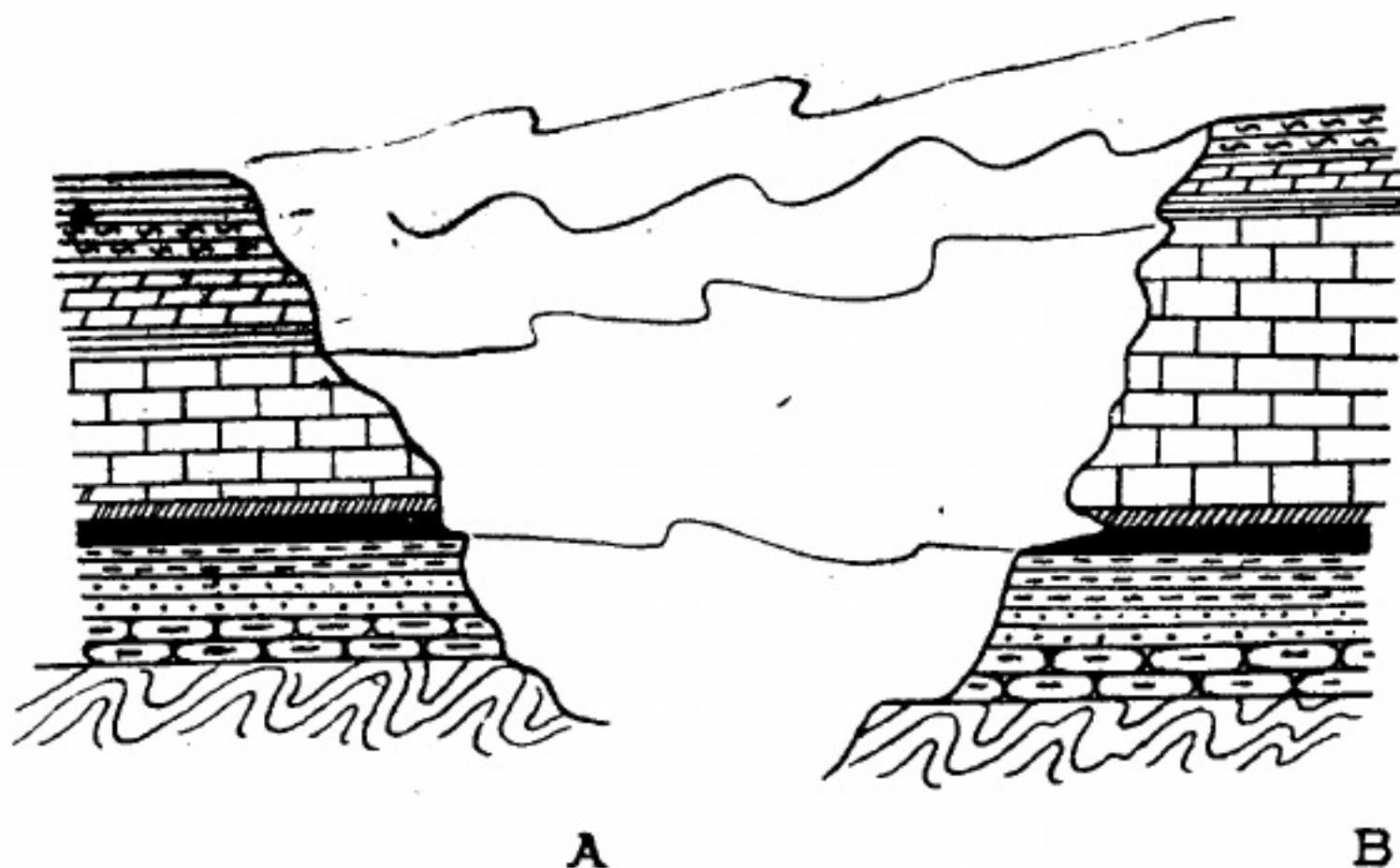
CÁC PHƯƠNG PHÁP CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

Là một bộ phận quan trọng của khoa học địa chất lịch sử, địa tầng học có hai nhiệm vụ cơ bản là phân chia và liên hệ — so sánh các mặt cắt địa tầng, hai nhiệm vụ này có mối quan hệ mật thiết với nhau và chính là hai bước của một quá trình nghiên cứu nhằm xác định tuổi tương đối của đá.

Phân chia địa tầng là công tác nghiên cứu, mô tả tỉ mỉ các đặc tính của các lớp, các tầng đá và vị trí, quan hệ của chúng trong các mặt cắt địa tầng, tức là xác lập trình tự sắp xếp của các tầng, các lớp trong các mặt cắt.

Liên hệ — so sánh địa tầng là đối chiếu trình tự địa tầng của các mặt cắt khác nhau để xác lập mối quan hệ về tuổi địa tầng của các lớp ở các mặt cắt khác nhau đó.

Thí dụ chúng ta có hai mặt cắt địa tầng A, B ở hai nơi khác nhau đã được nghiên cứu phân chia tỉ mỉ. Việc liên hệ — so sánh hai mặt cắt A, B giúp chúng ta đánh giá quan hệ tương đối về tuổi giữa các lớp ở hai mặt cắt đó (h. 3-1).



Hình 3-1. Sơ đồ liên hệ so sánh địa tầng của hai mặt cắt địa chất A, B.

Công tác phân chia và liên hệ so sánh địa tầng chỉ có thể tiến hành tốt khi khoa học địa tầng tìm được những phương pháp có cơ sở khoa học. Qua quá trình phát triển, khoa học địa chất đến nay đã xây dựng được hàng loạt các phương pháp, nhưng tùy theo vai trò thực tiễn của các phương pháp đó người ta có thể xếp vào hai nhóm: nhóm phương pháp không cổ sinh học và nhóm cổ sinh học (sinh địa tầng).

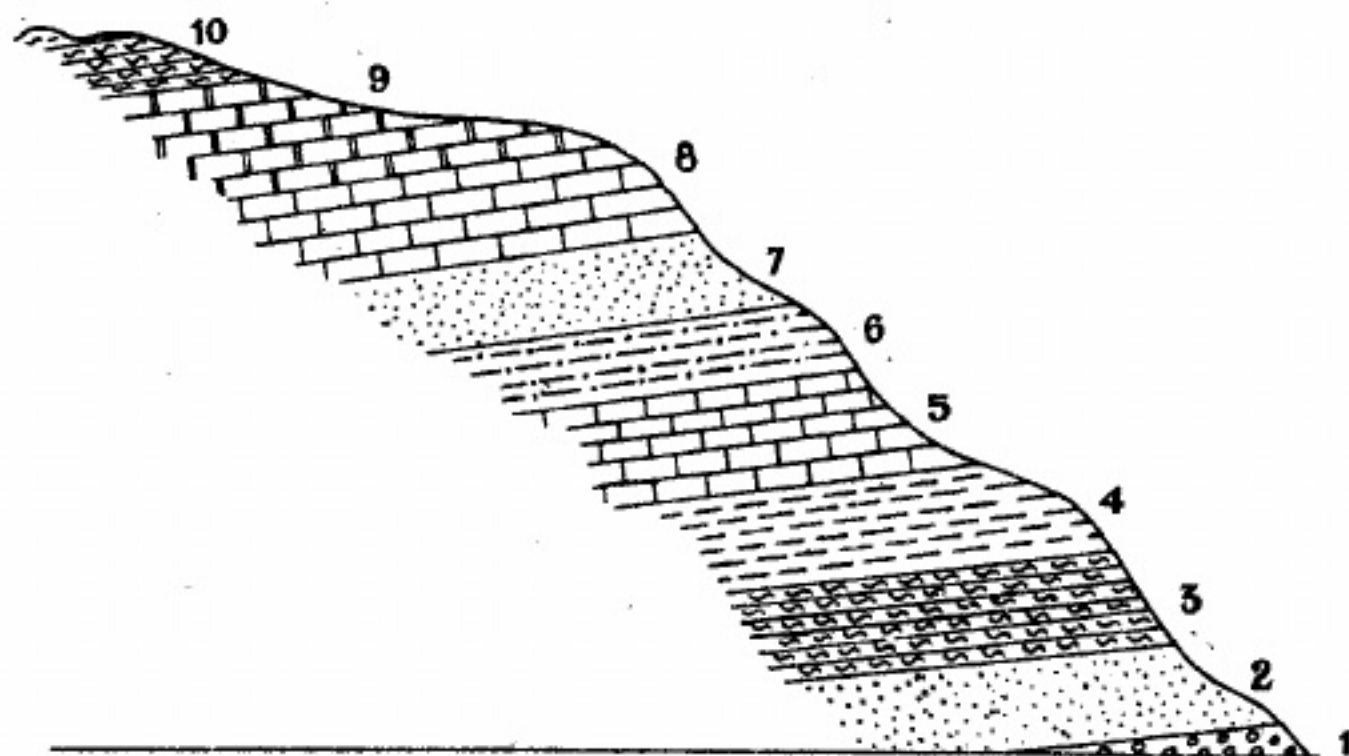
NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP KHÔNG CỔ SINH HỌC

Nhóm các phương pháp này được áp dụng trong công tác nghiên cứu địa tầng khi trong mặt cắt địa tầng vắng mặt các di tích sinh vật hóa thạch. Chúng ta có thể kể đến phương pháp địa tầng, phương pháp khoáng thạch, phương pháp kiến tạo, phương pháp cổ địa lý, phương pháp địa vật lý, địa hóa học v.v...

Phương pháp địa tầng.

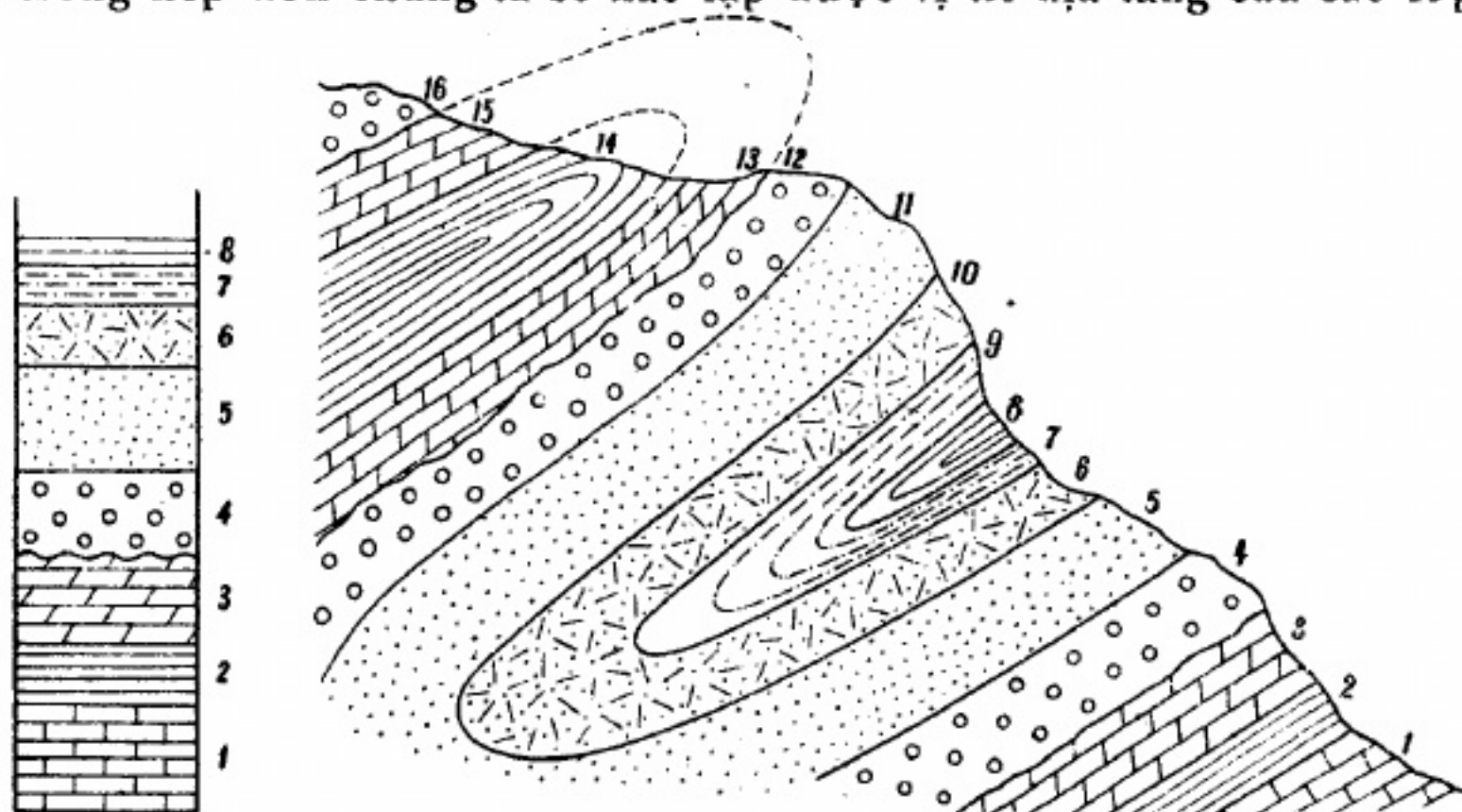
Đây là phương pháp đơn giản và cổ điển, cơ sở khoa học của phương pháp là nguyên lý thứ nhất (nguyên lý kế tục) mà ta đã nêu trên kia. Trong một mặt cắt các lớp nằm dưới già hơn những lớp nằm trên và ngược lại. Phương pháp được áp dụng rộng rãi trong quá trình nghiên cứu của nhà địa chất ngay ngoài thực địa. Thí dụ ở một vết lộ địa chất (h. 3-2) ta gặp các lớp đá từ dưới lên

trên được đánh số từ 1 đến 10, trong trường hợp đơn giản này các lớp mang số càng lớn càng nằm trên và càng trẻ hơn.



Hình 3-2. Quan hệ các lớp trong một mặt cắt địa chất bình thường.
Các lớp trẻ dần từ dưới lên trên (từ lớp 1 đến lớp 10).

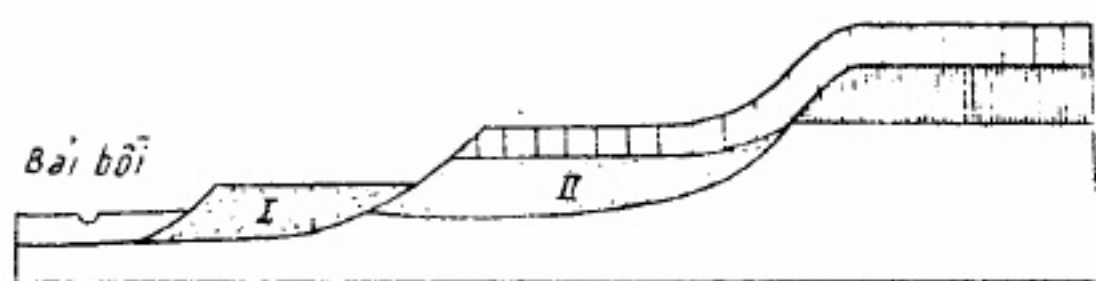
Việc áp dụng phương pháp này rất đơn giản và thuận tiện đối với các lớp nằm ngang hoặc gần như nằm ngang, ở những nơi có cấu trúc địa chất không phức tạp. Cần phải chú ý trường hợp có thể xảy ra tình trạng ngược lại, những lớp nằm dưới lại trẻ hơn những tầng, những lớp nằm trên, đó là trường hợp có cấu tạo đảo ngược. Thí dụ chúng ta có mặt cắt địa chất A — B (hình 3-3) trong mặt cắt này nếu xem xét một cách hời hợt chúng ta sẽ dễ dàng kết luận các lớp được đánh số càng lớn càng trẻ vì tưởng như chúng cứ lần lượt phủ lên nhau lớp này qua lớp khác. Nghiên cứu kỹ thành phần của các lớp, vị trí của chúng trong nếp uốn chúng ta sẽ xác lập được vị trí địa tầng của các lớp. Trong



Hình 3-3. Quan hệ các lớp trong một mặt cắt có cấu tạo bị đảo lộn.
Bên trái là cột địa tầng phản ánh trình tự địa tầng của các lớp.

mặt cắt chỉ có các lớp từ 1 đến 8 được thể hiện trên cột địa tầng ở bên cạnh. Các lớp 9, 10, 11, 12, 13, 14 tương ứng với các lớp 7, 6, 5, 4, 3, 2, còn lớp 15, 16 lại tương ứng với lớp 13, 12 tức là ứng với lớp 4 và 3 trên cột địa tầng. -

Một trường hợp thứ hai cũng có thể kể đến là đôi khi có thể xảy ra sự nhầm lẫn của nhà địa chất trẻ thiếu kinh nghiệm khi xem xét tuổi của các trầm tích ở các thềm. Trong trường hợp này trầm tích của bậc thềm trẻ lại nằm dưới theo vị trí không gian bề cao so với các trầm tích già hơn. Trong cách đánh số các bậc thềm người ta ghi từ nhỏ đến lớn bắt đầu từ bậc thềm trẻ nhất và như vậy bậc thềm ở vị trí không gian thấp nhất được đánh số bé nhất, trong khi đó ở địa tầng học các lớp già nhất, thấp nhất sẽ được đánh số bé nhất (h. 3-4).



Hình 3-4. Vị trí không gian của các bậc thềm và quan hệ tuổi tương đối của chúng. Thềm càng trẻ càng ở thấp và được đánh số bé.

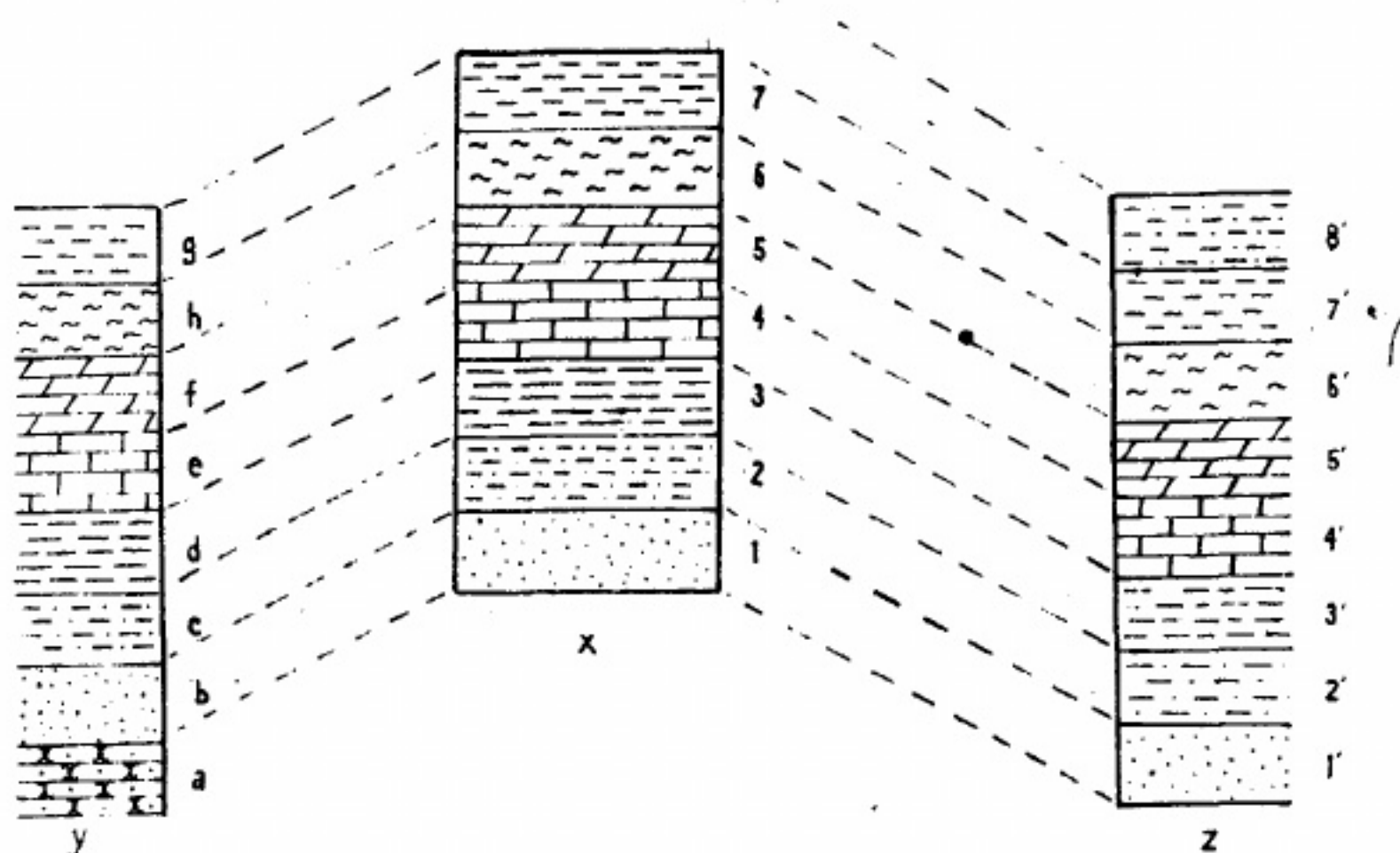
Phương pháp khoáng thạch.

Cơ sở của phương pháp này dựa vào tính chất đồng nhất về thành phần thạch học của một lớp, đồng thời dựa vào nguyên lý liên tục đã phát biểu trên kia. Từ đó có thể suy ra : ở các mặt cắt khác nhau, các lớp có cùng một thành phần thạch học giống nhau là những lớp cùng tuổi.

Khi tiến hành nghiên cứu các mặt cắt địa chất ngoài thực địa, nhất là trong công tác lập bản đồ địa chất ở phạm vi một tờ bản đồ giới hạn nào đó người ta theo dõi sự biến đổi thành phần thạch học qua các lớp ở một mặt cắt, sau đó so sánh và đối chiếu với các mặt cắt khác chúng ta có thể xác định được quan hệ tuổi tương đối của các lớp, đồng thời có thể xác định thêm diện phân bố của các tầng đá.

Thành phần thạch học của các lớp phản ánh các điều kiện địa lý tự nhiên trong quá trình tạo lớp như điều kiện môi trường dòng chảy, điều kiện kiến tạo, khí hậu, sinh hóa v.v... Trong một phạm vi khoảng cách và thời gian nhất định các điều kiện địa lý tự nhiên không thay đổi thì thành phần đá được thành tạo cũng không thay đổi.

Chúng ta có thể ví dụ trong vùng của tờ bản đồ địa chất, ở mặt cắt trầm tích Triat địa điểm X ta có một tập đá trầm tích gồm các lớp từ 1 đến 7 với thành phần 1 — cát kết, 2 — bột kết, 3 — đá phiến, 4 — đá vôi, 5 — sét vôi, 6 — đá phiến siltit, 7 — đá phiến sét. Ở địa điểm Y ta phát hiện một tập trầm tích gồm 8 lớp đánh số từ a đến g, trong đó lớp a — cát kết dạng quaczit, b — cát kết giống với lớp 1 của địa điểm X và sau đó lần lượt các lớp c tương ứng với 2, d tương ứng với 3, v.v... (h. 3-5).



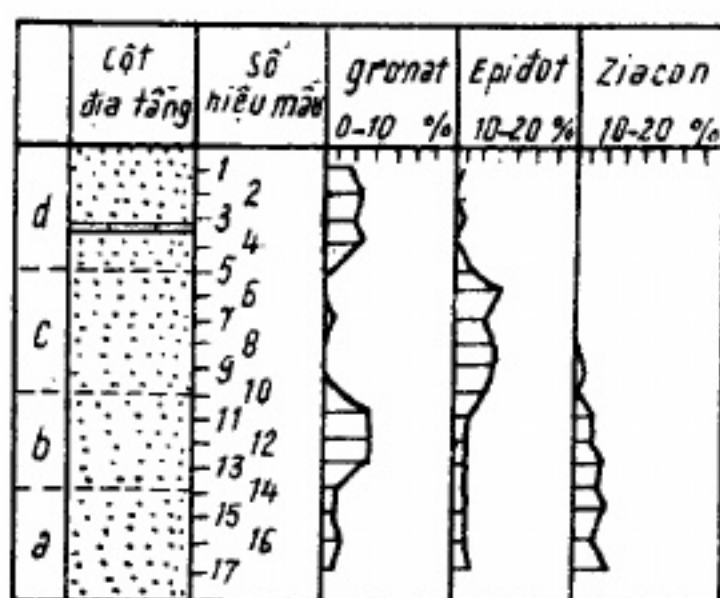
Hình 3-5. So sánh thành phần thạch học của các mặt cắt địa chất khác nhau.

Ở địa điểm Z tập trầm tích gồm 8 lớp được đánh số từ 1' đến 8', trong đó thành phần các lớp hoàn toàn tương ứng với các lớp 1 đến 7 của địa điểm X, một cách hợp lý lớp 8' phải tương ứng với một lớp nằm sát kề trên lớp 7 của mặt cắt ở X nhưng vì một lý do nào đó đã bị mất hoặc không lộ. Qua so sánh thành phần thạch học kết hợp với nguyên lý về tính kế tục ta có thể kết luận trầm tích Triat trong tờ bản đồ có lớp cát kết dạng quaczit là già nhất và sau đó là bộ ba các lớp tương ứng cùng tuổi từ già đến trẻ là: 1 — 1' — b, 2 — 2' — c v.v... lớp trẻ nhất là lớp 8' trong địa điểm Z mặc dầu ở các địa điểm khác chưa phát hiện.

Phương pháp so sánh thành phần thạch học của các mặt cắt địa tầng vừa nêu trên sẽ có hiệu quả hơn nếu như trong mặt cắt chuẩn (ở địa điểm X trong ví dụ) các lớp được xác định tuổi theo các dạng hóa thạch chứa trong đó. Trong trường hợp này tuổi của các lớp ở Y và Z cũng sẽ được xác định.

Phương pháp tuy đơn giản và có ý nghĩa thực dụng, nhưng thành phần trầm tích có thể thay đổi trên bề mặt, nhất là trong các khu vực trầm tích lục địa. Vì thế việc áp dụng phương pháp này chỉ được sử dụng trong một phạm vi diện tích giới hạn, có chế độ kiến tạo đồng nhất và luôn luôn phải tìm cách bổ sung kết quả nghiên cứu bằng các phương pháp khác.

Người ta cũng áp dụng phương pháp phân tích khoáng vật để so sánh tuổi tương đối của các lớp đá chứa chúng, phương pháp này được áp dụng nhiều trong việc nghiên cứu các tầng cám, nhất là các trầm tích lục địa. Ví dụ trong mặt cắt địa chất mới nhìn có thành phần đá khá đồng nhất, nhưng bằng cách sưu



Hình 3-6. Phân chia các tập trong mặt cắt dựa vào thành phần đá và khoáng vật.

- a. tập chứa ziacon
- b. tập chứa gronot — ziacon
- c. tập chứa epidot
- d. tập chứa gronot

tập mẫu theo mặt cắt và phân tích tỉ mỉ trong phòng thí nghiệm ta có thể chia mặt cắt thành nhiều tập dựa vào các tổ hợp khoáng vật khác nhau chứa trong các phần khác nhau của mặt cắt (hình 3-6). Sau đó chúng ta có thể tiến hành so sánh và đối chiếu các tập ở các mặt cắt khác nhau dựa vào các tổ hợp khoáng vật giống nhau. Cơ sở của sự so sánh này là mỗi tổ hợp khoáng vật chứa trong đá trầm tích đã được hình thành trong những thời gian nhất định, trong hoàn cảnh địa lý tự nhiên xác định của khu vực. Do đó sự giống nhau của tổ hợp khoáng vật trong các lớp trầm tích ở cùng một khu vực chứng tỏ các lớp này đã được thành tạo trong cùng thời gian.

Phương pháp phân tích chuyển động kiến tạo.

Phương pháp phân tích chuyển động kiến tạo để phân chia và so sánh địa tầng xuất hiện vào khoảng giữa hai thế kỷ 19 và 20. Cơ sở của phương pháp dựa vào tính chất của các pha hoạt động kiến tạo phổ biến trên một phạm vi khá rộng lớn và ít nhiều mang tính chất chu kỳ. Những pha hoạt động đó để lại dấu ấn trong các loạt đá trầm tích như hiện tượng gián đoạn địa tầng, bất chỉnh hợp góc, sự thay đổi và sự đồng nhất trên đại thể về thành phần đá của các loạt trầm tích của các kiểu thành hệ.

Dựa vào việc phân tích các chuyển động kiến tạo người ta đã thành công trong việc phân định các phức hệ, các loạt đá và so sánh đối chiếu chúng với nhau giữa các vùng khác nhau. Nhiều loạt trầm tích Tiền Cambri đã được phân định theo phương pháp này, vì trong đó có thể nói hầu như không thể dùng phương pháp cổ sinh được. Điều lý thú là nhiều trường hợp các loạt trầm tích đã được phân chia theo phương pháp này, sau đó phát hiện được các hóa thạch, kết quả nghiên cứu, phân chia địa tầng bằng phương pháp hóa thạch hoàn toàn trùng hợp với kết quả khi áp dụng phương pháp phân tích kiến tạo. Điều này dễ hiểu, vì những biến đổi về chế độ kiến tạo tất nhiên sẽ làm thay đổi điều kiện địa lý tự nhiên của môi trường sống, từ đó sẽ kéo theo sự biến đổi của thế giới sinh vật.

Người ta đã phân chia và so sánh đối chiếu địa tầng ở các địa điểm khác nhau trong một khu vực dựa vào các gián đoạn địa tầng. Các trầm tích bị giới hạn bởi các gián đoạn địa tầng giống nhau là cùng tuổi. Ta có thể lấy việc phân định điệp Sinh Vinh tuổi Ođovic thượng — Silua ở thượng lưu và hạ lưu sông Đà làm ví dụ. Điệp Sinh Vinh được xác lập đầu tiên ở vùng suối Sinh Vinh,

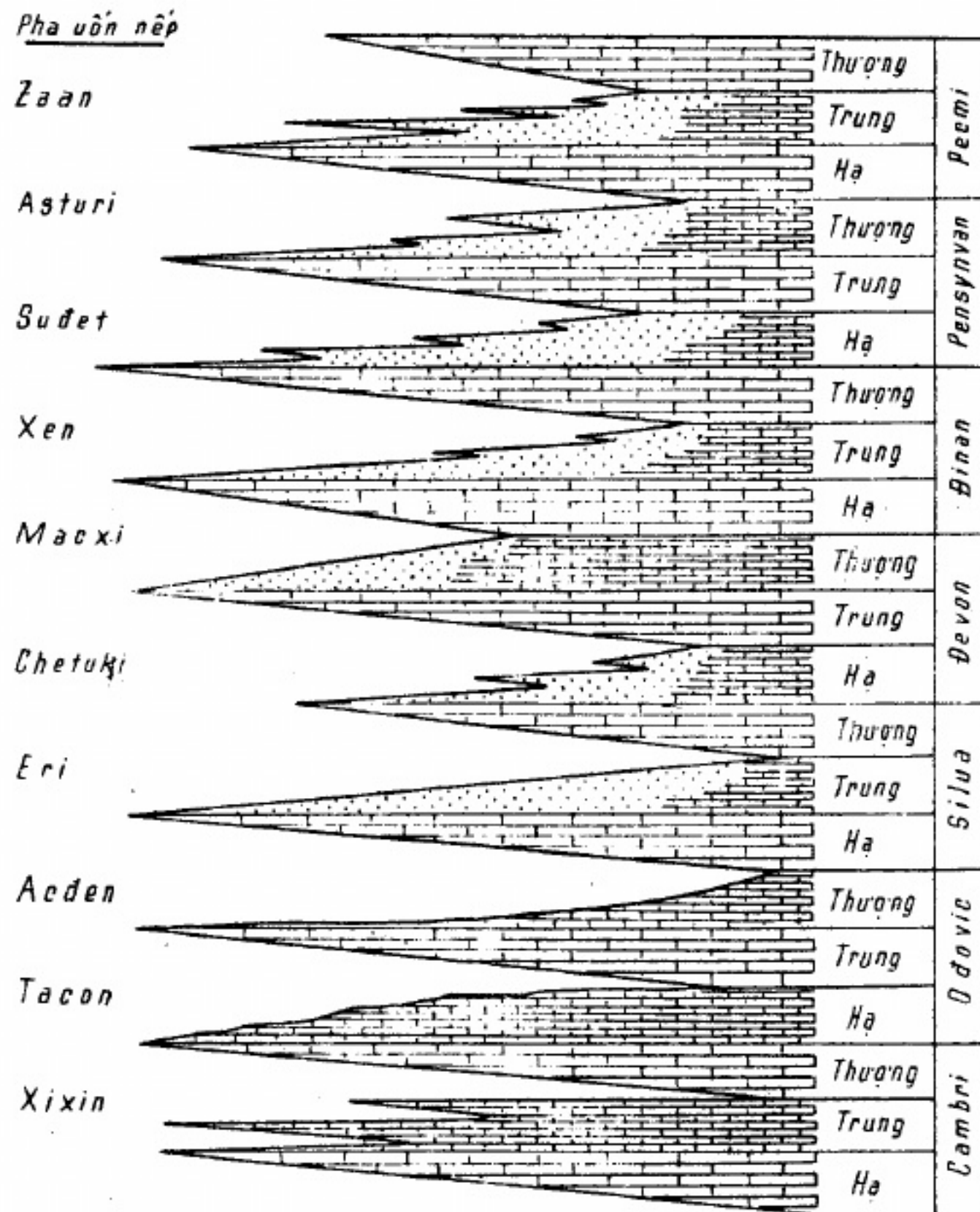
hạ lưu sông Đà. Tại đây đá của điệp là đá vôi bị giới hạn bởi hai gián đoạn địa tầng, một mặt nó nằm bất chỉnh hợp trên hệ tầng Bến Khế tuổi Cambri thượng — Ođovic, còn phía trên là các trầm tích cát kết và đá phiến, đá phiến vôi tuổi Devon hạ. Các hóa thạch gặp trong điệp Sinh Vinh cho biết điệp bắt đầu từ tuổi Ođovic thượng và tận cùng bằng trầm tích Silua thượng. Ở thượng lưu sông Đà, vùng phía trên cửa suối Nậm Móc trong loạt trầm tích đá phiến vôi và vôi phân lớp mỏng không giống hẳn về thành phần đá của điệp Sinh Vinh ở hạ lưu sông Đà. Tuy nhiên loạt đá này cũng bị giới hạn bởi hai gián đoạn: phía dưới là gián đoạn vôi hệ tầng Bến Khế còn phía trên vôi cuội kết, cát kết và đá phiến vôi tuổi Devon hạ. Như vậy tính chất của hai gián đoạn trên và dưới ở đây trùng hợp với gián đoạn của điệp Sinh Vinh ở hạ lưu sông Đà, người ta đã coi loạt trầm tích này ở thượng lưu sông Đà cũng có tuổi Ođovic thượng — Silua và xếp nó thuộc điệp Sinh Vinh. Một vài hóa thạch ít ỏi về sau phát hiện ở thượng lưu sông Đà đã xác minh kết luận trên là đúng đắn.

Người ta cũng căn cứ vào sự giống nhau về tính chất liên tục (không gián đoạn) của địa tầng cũng như sự giống nhau về trình tự phân lớp của các mặt cắt địa tầng để so sánh định tuổi tương đối các địa tầng v.v...

Cần phải chú ý rằng việc ứng dụng phương pháp phân tích chuyển động kiến tạo để định tuổi và so sánh địa tầng đòi hỏi nhà địa chất phải tiến hành rất cẩn thận, cần phải chú ý đến nhiều hiện tượng, nhiều tác nhân địa chất khác có thể làm thay đổi trạng thái ban đầu của vị trí các địa tầng. Ta có thể lấy một ví dụ sau đây để minh họa những sai lệch kiểu như vậy. Trầm tích Devon trung ở những mặt cắt đầy đủ của khu Đông Bắc Việt Nam có hệ tầng đá vôi tuổi Eifen — Givet, hệ tầng đá vôi nằm phủ chỉnh hợp trên hệ tầng trầm tích cát kết — đá phiến tuổi Devon hạ — Eifen và bị trầm tích Cacbon phủ không chỉnh hợp ở trên. Nếu như chúng ta không lưu ý đến các hiện tượng khác thì dễ dàng mắc sai lệch khi kết luận tuổi Eifen — Givet cho tất cả các trầm tích vôi có vị trí giới hạn địa tầng tương tự như trên. Thực tế có nhiều nơi, trong một số mặt cắt địa chất đã vắng mặt trầm tích Givet và đá vôi chỉ có tuổi Eifen còn trầm tích Givet ở đây hoặc hoàn toàn không có hoặc đã bị bào mòn mất trước khi thành trầm tích Cacbon.

Phương pháp phân tích kiến tạo rõ ràng đã đóng vai trò tích cực trong công tác địa tầng. Tuy nhiên cũng cần nêu lên rằng đã có những khuynh hướng coi phương pháp này có vai trò toàn năng để giải quyết các vấn đề địa tầng và có thể thay thế các phương pháp cổ sinh. Thí dụ nhà địa chất người Mỹ A. Grabau đã nhiều năm làm việc ở Trung Quốc, đề ra giả thuyết mạch động trong sự phát triển kiến tạo. Theo ông có những chuyển động thẳng đứng dưới đại dương, đó là những chuyển động mạch động hay chuyển động nhịp nhàng ở đại dương của thế giới, từ đó tạo nên hiện tượng nâng hoặc hạ của mực nước các đại dương trên toàn bộ các đại lục. Chuyển động nhịp nhàng của mực nước ở các đại dương gây nên các đợt biển tiến và biển lùi xen nhau, quá trình trầm tích cũng

diễn ra như vậy và có tính chất toàn cầu trong các địa mảng. Trên cơ sở luận thuyết đó Grabau đưa ra thang địa tầng của Paleozoi, trong đó mỗi hệ gồm hai thống — thống đầu ứng với tương biến tiến và thống sau — biến lùi, các thống đó ứng với mỗi lần chuyển động kiểu mạch động (h. 3-7).



Hình 3-7. Sơ đồ phân chia niên biểu địa tầng Paleozoi (theo Grabau). Mỗi đỉnh nhọn hoặc chàm đỉnh nhọn ứng với một kỳ chuyển động mạch động lớn và do đó Grabau phân định như một hệ. Những khoảng chấm điểm là ứng với kỳ biến lùi.

Trong cách phân chia của Grabau số lượng các hệ của Paleozoi gần gấp đôi số các hệ ta hiện biết. Cách phân chia như vậy rõ ràng là không hợp lý và không được đa số các nhà địa chất thừa nhận. Các chuyển động kiến tạo có mức độ khác nhau, có những chuyển động lớn mang tính chất toàn cầu, nhưng có nhiều chuyển động mang tính chất khu vực, ngay trong các chuyển động mang tính

chất toàn cầu như các chuyển động nghịch đảo caledon, hecxin v.v... cũng không phải đã diễn ra đồng đều ở mọi nơi, vì vậy không thể coi phương pháp kiến tạo mang tính chất toàn năng được.

Các phương pháp cổ địa lý.

Các phương pháp cổ địa lý trong địa tầng dựa trên cơ sở phân tích sự biến đổi các điều kiện địa lý tự nhiên trong lịch sử thành tạo các loạt đá trầm tích. Các phương pháp này có mối liên quan rất chặt chẽ với phương pháp phân tích kiến tạo. Chúng ta sẽ xét sơ lược để biết qua nguyên tắc của phương pháp qua một vài trường hợp.

1. Phương pháp phân tích chu kỳ trầm tích.

Phương pháp này đôi khi cũng có thể coi nó như là thuộc loại phương pháp phân tích kiến tạo vì bản chất của chúng rất gần gũi nhau. Lịch sử hình thành các thành tạo trầm tích có thể coi như lịch sử thay đổi các chu kỳ trầm tích được phân cách nhau bằng các gián đoạn trong quá trình tích đọng trầm tích.

Nhà địa tầng học Pháp M. Ginhu (M. Gignoux) là một trong số người chủ trương của phương pháp này. Ông coi mỗi loạt trầm tích biến trong một khu vực nhất định được giới hạn bởi hai kỳ biển lùi. Bắt đầu là trầm tích nước cạn ven bờ, thường là cuối kết cơ sở từ khi bắt đầu đợt biển tiến, sau đó là trầm tích biển sâu hơn rồi đến trầm tích ứng với biển tiến cực đại, tiếp đến lại là trầm tích ven bờ ứng với điều kiện biển lùi.

Trong lúc ở trung tâm khu biển có thể là tương đá đồng loại có bề dày lớn, không có gián đoạn thì ở vùng gần bờ đã chịu ảnh hưởng có nhiều lần biển lùi và biển tiến. Theo những gián đoạn trầm tích, sự biến đổi tương đá và sự phong phú hóa thạch trong đá vùng gần bờ này người ta đã có thể phân chia các chu kỳ trầm tích và chính nhiều bậc trong thang địa tầng đã được phân chia hoàn toàn ứng với các chu kỳ vừa nêu. Ginhu đã gọi đó là bậc cổ địa lý. Tuy quan niệm của Ginhu khá gần gũi với quan niệm của Grabau đã nói đến trên kia, nhưng Ginhu không coi tất cả chuyển động gây biển tiến và biển lùi đều diễn ra đồng thời có tính chất toàn cầu.

Phương pháp phân tích chu kỳ trầm tích được áp dụng tốt đối với việc nghiên cứu các thành hệ flit và thành hệ chứa than. Trong các thành hệ flit các yếu tố của mỗi nhịp gồm các lớp thô và mịn, các nhịp cứ lặp đi lặp lại nhiều lần hình thành một bề dày trầm tích lớn.

Trầm tích chứa than kiểu paralit cũng gồm nhiều nhịp, mỗi nhịp có vỉa hoặc nhóm vỉa mà dưới nó là yếu tố trầm tích lục địa còn trên nó là yếu tố trầm tích biển. Mỗi nhịp như vậy ứng với một chu kỳ trầm tích phản ánh chuyển động nhịp nhàng của vỏ quả đất trong quá trình thành tạo trầm tích. Người ta đã căn cứ vào tính chất này để so sánh đối chiếu các cột địa tầng của trầm tích chứa than trong cùng một vùng của các bể than paralit.

2. Phương pháp cổ khí hậu.

Từ lâu người ta đã nhận biết được sự biến đổi có tính chất chu kỳ của khí hậu trên bề mặt quả đất. Sự biến đổi khí hậu đó có nguyên nhân vũ trụ. Đó là những biến đổi có chu kỳ tám sai của quỹ đạo quả đất, biến đổi độ nghiêng của hoàng đạo v.v... Những biến đổi khí hậu có nguyên nhân vũ trụ này mang tính chất toàn cầu, do đó dấu ấn của chúng để lại có thể sử dụng vào việc xác định và đối chiếu địa tầng. Người ta đã dùng các vết tích để lại của các đợt sông băng xảy ra trong lịch sử vỏ quả đất làm chứng liệu để so sánh địa tầng. Thí dụ như các đợt sông băng trong kỷ Cambri, Cacbon và Đệ tứ v.v... Người ta cũng sử dụng chứng liệu về sự biến đổi của khí hậu qua di tích các sinh vật để áp dụng phương pháp cổ khí hậu phối hợp với phương pháp cổ sinh trong công tác địa tầng.

Việc áp dụng phương pháp cổ khí hậu trong địa tầng hiện nay còn hạn chế. Trước hết là khoa học địa chất và khí hậu học hiện nay chưa tìm được phương pháp phát hiện được những chứng liệu cho những biến đổi khí hậu không lớn trong lịch sử vỏ quả đất. Một khó khăn thứ hai nữa là cùng một loại đá trầm tích thường lại là kết quả của nhiều hiện tượng khí hậu khác nhau.

Các phương pháp địa vật lý.

Cơ sở của phương pháp này là dùng các tính chất vật lý của đá để đối chiếu các lớp đá với nhau. Những đá của cùng một lớp có thành phần giống nhau nên có tính chất vật lý giống nhau như tính dẫn điện, từ tính v.v... Như vậy phương pháp địa vật lý cũng như các phương pháp đã xét trên kia vẫn là dựa trên nền tảng các nguyên lý cơ bản của địa tầng học. Đáng chú ý nhất trong các phương pháp địa vật lý là phương pháp carota và phương pháp cổ địa từ. Việc sử dụng chất phòng xạ để định tuổi tuyệt đối của đá cũng là một phương pháp địa vật lý quan trọng, nhưng chúng ta sẽ xét riêng vấn đề này trong đề mục xác định tuổi tuyệt đối của đá.

1. Phương pháp carota.

Phương pháp này ngày nay được sử dụng khá rộng rãi do công tác khoan thăm dò dầu đang triển khai mạnh mẽ. Carota chính là việc nghiên cứu mặt cắt địa chất của các lỗ khoan bằng cách đo tính chất vật lý của đá; do đó có carota điện, carota từ và carota gamma (γ) v.v...

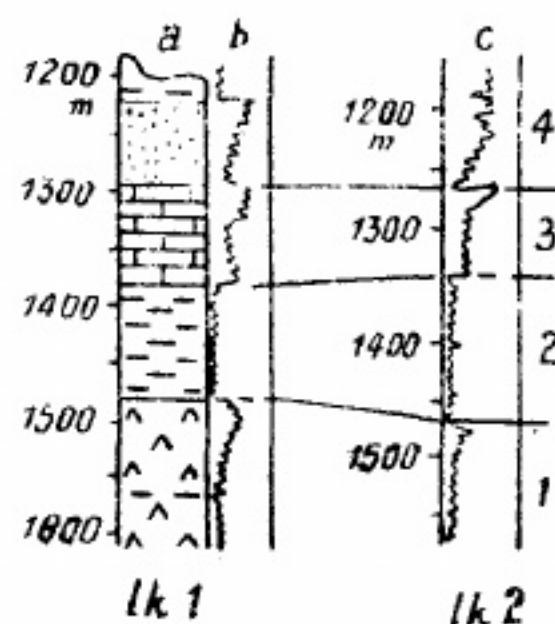
Phổ biến hơn cả trong công tác so sánh địa tầng là carota điện, trong phương pháp này người ta so sánh điện trở riêng của đá trong các lỗ khoan với nhau.

Bằng thiết bị máy móc của phương pháp carota trong địa vật lý, ta đo và ghi lại được biểu đồ carota của lỗ khoan, trên đó thể hiện mức độ điện trở của đá trong lỗ khoan. Các đỉnh nhọn ứng với đá có điện trở cao, còn các lõm sâu (yên) ứng với đá có điện trở thấp. Ví dụ các đá chặt xít như đá vôi, cát kết dạng quaczit có điện trở tới 1000 ôm, trong khi đó đá sét chỉ 10—30 ôm. Thường trong mỗi khu vực người ta phải có lỗ khoan chuẩn áp dụng tổ hợp các phương pháp để nắm được sự tương ứng giữa thành phần thạch học của các lớp đá

trong lỗ khoan với biểu đồ carota. Sau đó, có thể đem so sánh biểu đồ carota điện ở các lỗ khoan khác với biểu đồ của lỗ khoan chuẩn để phân chia ngay địa tầng của vùng mà không cần chờ kết quả phân tích trực tiếp các đá lõi khoan (h. 3-8).

2. Phương pháp cổ từ tính.

Phương pháp này mới được sử dụng trong việc phân chia và so sánh địa tầng trong những năm gần đây. Cơ sở khoa học của phương pháp dựa vào sự thay đổi có tính chu kỳ của địa từ cực. Những hạt sắt có từ tính trong quá trình trầm đọng được định hướng theo tác dụng của địa từ. Sự định hướng đó không bị xê dịch, biến đổi trong quá trình thành đá và cả trong quá trình uốn nếp của các lớp. Trong mặt cắt địa chất, bằng phương pháp đo định hướng từ của các mẫu đá một cách cẩn thận ta có thể chia mặt cắt thành nhiều tập có tính chất định hướng địa từ ban đầu khác nhau. Từ đó ta có thể so sánh các mặt cắt khác với mặt cắt đã nghiên cứu dựa vào tính chất định hướng địa từ để liên hệ các lớp, các tập đá với nhau.



Hình 3-8. So sánh mặt cắt bằng phương pháp carota. 1, 2, 3, 4 — Các tập đá có thành phần khác nhau.

- a. Cột địa tầng theo lỗ khoan № 1.
- b. Biểu đồ carota theo lỗ khoan № 1, và c. theo lỗ khoan № 2.

NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP SINH ĐỊA TẦNG

Cơ sở khoa học của phương pháp sinh địa tầng.

Phương pháp sinh địa tầng là phương pháp cơ bản của khoa địa tầng học, chính nhờ phương pháp này mà người ta đã đạt được những thành tựu chủ yếu trong địa tầng học.

Trong thành phần của đá trầm tích có chứa những di tích của sinh vật (hóa thạch), những hóa thạch này được tích đọng đồng thời với các vật liệu trầm tích khác, vì vậy tuổi của các hóa thạch đó cũng là tuổi của đá trầm tích.

Một đặc tính quan trọng của sinh giới là luôn biến đổi để thích ứng với điều kiện của môi trường sống. Nhà bác học Pháp Lamac (J.B. Lamarck) là người đầu tiên nêu lên một cách mạch lạc đặc tính tiến hóa của sinh giới, nhưng người xây dựng hoàn chỉnh học thuyết tiến hóa của sinh giới là nhà bác học vĩ đại người Anh Đauyn (Ch. Darwin). Những biến cải của sinh vật diễn ra liên tiếp trong quá trình lịch sử phát triển của sinh giới để thích ứng với hoàn cảnh môi trường thay đổi trong quá trình lịch sử phát triển địa chất của vỏ quả đất; do đó mà ứng với mỗi giai đoạn lịch sử phát triển của vỏ quả đất sinh giới có những nét đặc trưng riêng. Vì thế di tích hóa thạch để lại trong đá sẽ là những dẫn liệu

cho việc xác định tuổi của giai đoạn phát triển đó của sinh giới và chính cũng là tuổi đá được thành tạo đồng thời. *Vậy cơ sở của phương pháp sinh địa tầng hay phương pháp cổ sinh địa tầng là dựa vào tính chất biến đổi — tiến hóa của sinh giới mà di tích của chúng để lại trong đá, để phân chia và so sánh địa tầng.*

Sinh địa tầng học dựa trên nền tảng học thuyết tiến hóa của Đauyn, tuy vậy trong hơn 100 năm qua sau Đauyn, đã có nhiều tích lũy và phát kiến bổ sung cho học thuyết Đauyn. Có ý nghĩa đối với sinh địa tầng học là các phát kiến của Osbon (Osborn) và Kovalevski, của L. Đôlô v.v... Ở đây chúng ta đặc biệt nêu lên quy luật của Đôlô vì đó cũng là một điểm tựa chắc chắn cho sinh địa tầng học bên cạnh học thuyết Đauyn. Nghiên cứu sự tiến hóa của sinh giới, theo học thuyết Đauyn, nhà sinh học và cổ sinh học người Bỉ Đôlô đã đúc rút và phát biểu quy luật : « *Sinh vật không thể quay trở lại, dù trong từng bộ phận, trạng thái trước kia mà tổ tiên chúng đã có* ». Quy luật này cũng thường được gọi là « quy luật tiến hóa không quay lại ». Theo đó, các dạng sinh vật sau quá trình biến cải, di truyền đã hình thành một loài mới có đặc điểm khác với tổ tiên rồi, thì ở thời gian địa chất sau đó, dù hoàn cảnh địa lý tự nhiên (môi trường) có những điều kiện tương tự như hoàn cảnh mà tổ tiên đã sống, chúng cũng không thể biến cải trở lại để có những đặc điểm như tổ tiên đã có. Theo quy luật này chúng ta sẽ không gặp lại trong địa tầng trẻ những dạng hóa thạch có đặc tính giống với tổ tiên chúng, được bảo tồn trong các địa tầng thành tạo trong thời gian địa chất trước kia. Đây là một điểm rất quan trọng đối với địa tầng học. Chúng ta sẽ không vấp sự sai lạc khi định tuổi các địa tầng. Mỗi phân vị địa tầng có những phức tập hóa thạch đặc trưng khác với các phức tập hóa thạch của địa tầng già hơn và trẻ hơn. Tất nhiên, chúng ta phải loại trừ những dạng sinh vật gần như không thay đổi mà người ta vẫn hay gọi là « hóa thạch sống » như trường hợp của con giã biển (một dạng của lớp tay cuộn) có mặt từ Cambri đến nay mà hầu như không có biến cải gì, hoặc trường hợp của dạng bò sát *Hatteria* hiện sống ở Úc cũng hầu như không có biến cải gì so với các dạng đã có từ Jura.

Chính trong công trình của Đauyn ta cũng đã có thể thấy những ý niệm, những cơ sở khoa học đầu tiên của quy luật Đôlô : « Một nhóm đã mất đi thì không bao giờ xuất hiện lại ; nghĩa là sự tồn tại của nó, nếu được duy trì, thì bao giờ cũng là liên tục » (Nguồn gốc các loài, NXB Khoa học, 1963, tập II, tr. 149). Như vậy là chính Đauyn cũng đã nghĩ đến sự tiến hóa không quay lại, tuy ông không phát biểu thật cụ thể, nhưng ông lại đã nói rõ trường hợp ngoại lệ, chính ông cũng đã nêu trường hợp của con giã biển (Nguồn gốc các loài, tập II, tr. 150).

Quá trình hình thành khoa học sinh địa tầng.

Ngày nay sinh địa tầng đã trở thành một môn khoa học chiếm vai trò chủ đạo trong việc xác định tuổi tương đối của đá. Các địa tầng chỉ được xác nhận tuổi một cách chắc chắn khi được nghiên cứu đầy đủ về mặt sinh địa tầng. Người ta đã sử dụng nhiều phương pháp nghiên cứu sinh địa tầng, những phương pháp đó ngày càng hoàn thiện và được áp dụng trong một tổ hợp các phương pháp càng làm cho các phương pháp sinh địa tầng có ý nghĩa lớn. Ra đời từ

cuối thế kỷ 18, các phương pháp cổ sinh trong địa tầng học đã nhanh chóng được thừa nhận rộng rãi trong địa chất học.

Những người có công đầu trong việc xây dựng các phương pháp cổ sinh trong địa tầng học là Smit (William Smith), Cuvier (George Cuvier) và Bronhia (Alexandre Brongniart).

Smit (1769 — 1839), trong quá trình tiến hành thi công các kênh đào ở đông nam nước Anh đã có những nhận xét ban đầu rất quan trọng mà từ những nhận xét đó ông đã xây dựng một khoa học mới:

a) Những lớp đá khác nhau chứa những tập hợp hóa thạch khác nhau. Từ đó trong mặt cắt đứng, những lớp gần nhau có thành phần hóa thạch gần tương tự nhau, còn những lớp cách xa nhau có thành phần hóa thạch rất khác nhau.

b) Nhờ việc đào mạng lưới kênh ông có thể theo dõi và nhận thấy theo mặt bằng của lớp: hóa thạch không thay đổi ngay cả khi thành phần vật chất của lớp có ít nhiều thay đổi. Như vậy là có thể theo dõi được mặt bằng phân bố của mỗi lớp qua thành phần của di tích sinh vật chứa trong đó và thành phần của hóa thạch đó có đặc tính khá xác định cho lớp.

c) Nếu nghiên cứu thành phần hóa thạch từ lớp này qua lớp khác trên mặt cắt đứng có thể xác lập được trình tự phân lớp ứng với trình tự thời gian thành tạo các lớp trên đáy biển.

Áp dụng những nhận xét và nhận định đúng đắn của mình, Smit đã nghiên cứu sắp xếp địa tầng của nước Anh và năm 1799 ông đã lập được « Thang thành tạo trầm tích ở Anh ».

Đồng thời và độc lập với Smit, hai nhà bác học Pháp Cuvier (1769—1832) và Bronhia (1770—1847) đã có những nhận định tương tự và đã thành công trong việc nghiên cứu địa tầng vùng Pari. Cuvier là nhà động vật học lớn của Pháp, còn Bronhia là giáo sư tự nhiên học mà các công trình khoa học lớn của ông gắn liền với sự cộng tác cùng Cuvier. Đi sâu hơn Smit về mặt sinh học, hai nhà khoa học Pháp này khi nghiên cứu trầm tích ở ngoại Pari đã có nhận xét rằng thành phần giống loài của hóa thạch chứa trong các lớp dưới cùng (những lớp này về sau được xác lập thuộc hệ Krêta) khác với hóa thạch chứa trong các lớp của tầng trên và lại càng khác với các giống loài hiện nay. Ở các lớp cao hơn, thành phần giống tương tự như hiện nay còn loài thì khác hẳn (về sau các lớp này được xếp vào hệ Đệ tam). Thành phần giống loài trong những lớp trên cùng của trầm tích ở ngoại Pari hoàn toàn gần gũi với hiện nay.

Cuvier và Bronhia không những chỉ dựa vào hóa thạch để phân chia địa tầng mà các ông còn dựa vào chúng để xác lập lại điều kiện sống của những sinh vật đó và theo dõi sự thay đổi điều kiện biển, lục địa ở vùng Pari. Năm 1807 hai ông đã công bố công trình nghiên cứu về địa chất của vùng Pari kèm theo bản đồ và phân chia tuổi của đá. Qua công trình này hai ông đã xác lập lại lịch sử phát triển địa chất của vùng Pari. Cống hiến của Cuvier vào khoa học địa chất

và nhất là khoa cổ sinh học (phần có xương sống) thật là lớn lao. Cuvier và Bronhia cùng với Smit đã đặt nền móng cho khoa học sinh địa tầng. Một cống hiến rất lớn lao của Cuvier trong cổ sinh học cũng như trong sinh học là ông đã xây dựng nên môn giải phẫu học so sánh dựa theo mối quan hệ hỗ tương thích ứng giữa các cơ quan trong cá thể sinh vật và mối quan hệ chặt chẽ giữa đời sống sinh vật với môi trường.

Những nhận xét của Cuvier về sự khác nhau giữa các giống loài sinh vật trong các địa tầng khác tuổi nhau thật xác đáng, nhưng ông đã mắc sai lạc khi tìm cách giải thích hiện tượng đó. Cuvier cho rằng trong lịch sử vỏ quả đất đã xảy ra nhiều lần biến họa dẫn đến sự tiêu diệt hàng loạt đại biểu của sinh giới và sau đó những giống loài mới lại được sáng tạo nên. Người kế tục và học trò của Cuvier là Obinhi (A. d'Orbigny) lại đi xa hơn, dựa vào sự biến đổi của sinh giới, trong quá trình nghiên cứu ông đã phân định nhiều bậc của trầm tích Jura và Kréta. Obinhi đã tính ra trong lịch sử quả đất trải qua đến 27 lần sinh giới được tái tạo mới. Sự biến mất của 27 kiểu sinh giới là do những biến động địa chất to lớn. Nguyên nhân của những biến động địa chất đó Obinhi cho là ngoài tầm hiểu biết của nhân loại. Obinhi đã có cống hiến lớn trong sự phát triển khoa học sinh địa tầng. Ông đã xác lập được nhiều bậc của các hệ, mỗi bậc có những dạng hoặc nhóm loài đặc trưng mà cho đến nay vẫn chưa mất ý nghĩa. Nhưng Obinhi cùng với người thầy của mình là Cuvier đã phát triển thuyết biến họa làm cơ sở cho triết học duy tâm, coi sinh giới là công trình sáng tạo của thượng đế. Thuyết biến họa đã ngự trị trong thời gian dài ở đầu và giữa thế kỷ 19; đã có tác dụng cản trở sự phát triển của nhiều mặt trong khoa học về thiên nhiên. Hai nhà bác học lớn người Anh là Layen (Lyell, 1797 — 1875) và Đauyn (Ch. Darwin, 1809—1882) đã có cống hiến vô cùng lớn lao trong sự phát triển của địa chất học và sinh học. Công trình của hai ông đã làm cơ sở khoa học vững chắc cho việc loại bỏ thuyết biến họa trong tự nhiên học.

Trong công trình Nguyên lý địa chất học, Layen đã chứng minh một cách sáng rõ thuyết hiện đại (actualism) do ông đề xuất. Theo đó, những hoạt động địa chất hiện đang xảy ra liên tục làm thay đổi dần dần bộ mặt của vỏ quả đất, thì trong quá khứ cũng chính những hoạt động tương tự đã xảy ra hàng chục, hàng trăm triệu năm hay hơn nữa đã gây nên những biến đổi vô cùng lớn lao về cấu trúc vỏ quả đất. Như vậy không thể coi có một biến họa nào như Cuvier và Obinhi đã quan niệm mà chỉ là biến đổi liên tục diễn ra một cách từ từ. Thiếu sót trong quan niệm của Layen là ở chỗ ông chỉ mới nhìn thấy những biến đổi về lượng mà chưa thấy được những biến đổi về chất, những đột biến. Trong cuộc đấu tranh với thuyết biến họa, Layen đã chịu ảnh hưởng của nhà bác học Pháp Lamac (Lamarck, 1744 — 1829) là người rất sớm đấu tranh quyết liệt chống lại thuyết biến họa của Cuvier. Lamac đã kiên trì thuyết đơn dạng (uniformism); quan điểm của Layen ta vừa nêu trên đây chính cũng là biểu hiện của thuyết đơn dạng trong địa chất học, ngay cả Đauyn trước năm 1842 (và Layen trước 1859) đều hưởng ứng thuyết đơn dạng.

Năm 1858, Lamen giới thiệu học thuyết tiến hóa của Đauyn và sau đó, năm 1859, tác phẩm « Nguồn gốc các loài » của Đauyn được công bố, đánh dấu một bước ngoặt mới trong tự nhiên học. Học thuyết tiến hóa của Đauyn đã soi sáng nhiều mặt trong cổ sinh học. Học thuyết Đauyn không những là một bước cách mạng trong sinh học mà nó cũng là cơ sở khoa học vững chắc cho sinh địa tầng học. Qua học thuyết tiến hóa của Đauyn chúng ta đã có cơ sở loại bỏ hẳn những lý luận về biến hóa cũng như giải quyết được những vướng mắc do thuyết đơn dạng. Chính sự chọn lọc tự nhiên, với tính biến dị đột biến, tính di truyền của sinh vật đã hình thành những loài, những dạng mới. Một mặt những loài, dạng sinh vật của thời kỳ địa chất này phải có nguồn gốc từ một số dạng nào đó của thời kỳ địa chất trước chứ không phải qua một sự sáng tạo của đấng tối cao nào. Mặt khác, do khả năng biến dị và di truyền của sinh giới mà các dạng tích lũy biến dị đến mức độ nhất định sẽ xảy ra đột biến, hình thành loài mới.

Đauyn đã chỉ ra được nguyên nhân sự vắng mặt các dạng trung gian mà trước đó thuyết biến hóa lấy làm chỗ dựa. Trước hết, do quá trình chọn lọc tự nhiên những dạng kém thích ứng đã không thể phát triển được và phải nhường chỗ cho những dạng thích ứng. Những dạng không thích ứng không phát triển được dĩ nhiên là khó gặp được trong tự nhiên. Thứ đến, sự thiếu thốn về tư liệu địa chất, nhất là sự nghèo nàn về các bộ sưu tập hóa thạch, cũng là một nguyên nhân quan trọng của sự vắng mặt các dạng trung gian đó. Thực ra ngay hiện nay khoa cổ sinh học cũng chỉ mới nghiên cứu được một phần rất nhỏ thành phần của sinh giới trong các thời kỳ địa chất. Không phải các tầng đá trầm tích được thành tạo liên tục trong suốt quãng thời gian địa chất dài vô tận, mà như chúng ta đã biết, giữa các tầng, các hệ thường có sự gián đoạn. Ngay trong các tầng đá trầm tích đã được thành tạo, không phải toàn bộ hoặc phần lớn di tích sinh giới của thời gian trầm đọng đá được bảo tồn mà thực ra trong đá chỉ bảo tồn được một số lượng rất nhỏ di tích sinh vật ở biển; di tích của sinh vật trên cạn lại càng nghèo nàn. Với số lượng nghèo nàn đó, tác dụng vận động kiến tạo, tác dụng biến chất v.v... lại phá hủy đi rất nhiều nữa. Trong số di tích còn lại thì khoa cổ sinh học lại chỉ mới có thể nghiên cứu được một phần rất nhỏ. Cách đây hơn 100 năm Đauyn đã nêu rõ tình trạng trên ở chương « Về sự thiếu thốn các tư liệu địa chất » trong công trình « Nguồn gốc các loài » của ông. Tuy nhiên, ngay khi đó với sự thiếu thốn về tư liệu địa chất và cổ sinh, Đauyn cũng đã đưa ra được những dẫn liệu để chứng minh cho sự xuất hiện các loài mới là có nguồn gốc từ những loài tổ tiên đã sống trong các thời kỳ địa chất trước đó.

Những công trình của các nhà cổ sinh học người Nga Kovalevski (1842 — 1883) và người Mỹ Osbon (1857 — 1935) có ý nghĩa rất lớn cho việc phát triển cổ sinh học và địa tầng học. Cả hai nhà cổ sinh này đều nghiên cứu về động vật có vú Đệ tam, trong cổ sinh học các ông là những người kế tục một cách xuất sắc sự nghiệp của Đauyn và đã lấp được một phần quan trọng trong chỗ trống của học thuyết Đauyn về sự tiến hóa của sinh giới trong lịch sử vỏ quả đất. Có thể gọi Kovalevski là người Đauynit trong cổ sinh học, người đề xướng môn học cổ

sinh học tiến hóa. Trước hết Kovalevski đã xác lập phương pháp huyết thống trong cổ sinh học và ứng dụng nó vào nghiên cứu, phân chia địa tầng. Nếu như năm 1859 Đauyn mới chỉ có nhận xét « một trong những phát minh quan trọng nhất của cổ sinh học là các sinh vật thay đổi trên thế giới một cách đồng thời »⁽¹⁾, thì về sau Kovalevski đã chứng minh và khẳng định về khả năng dựa vào hóa thạch để đối chiếu các địa tầng ở những nơi xa nhau trên thế giới.

Sau những công trình đặt nền móng khoa học của Smit, Cuvier và những người thừa kế như Obinhi v.v... rồi cuộc đấu tranh chống tác hại của thuyết biến hóa với cố gắng của Đauyn, Layen, Kovalevski, sinh địa tầng học dần dần đạt được những thành tích lớn lao. Ta có thể kể đến các công trình của nhà địa chất — cổ sinh học Noimaya (Neumayr, 1845 — 1890), người Áo, nghiên cứu về động vật thân mềm và lần đầu tiên đã xác lập trong cổ sinh học sự phân chia các khu hệ (tỉnh) cổ khí hậu và cổ địa lý động vật. Noimaya cũng phát biểu lần đầu khái niệm về các loạt dạng liên tục và gián đoạn. Loạt dạng gián đoạn gặp trong các khu vực trầm tích biển vì những điểm lộ có thể nghiên cứu được chỉ là phần rất nhỏ bé của diện phân bố rộng lớn các di tích sinh vật. Loạt liên tục các dạng hóa thạch được xác lập khi nghiên cứu các phức hệ sinh vật hóa thạch trong vùng trầm tích biển kín hoặc trầm tích lục địa có diện phân bố không lớn, khi đó ta có thể theo dõi được toàn bộ quá trình phát triển thích nghi và tiến hóa của chúng. Khái niệm này của Noimaya có ý nghĩa lớn trong việc nghiên cứu cổ sinh theo tiến hóa luận. Cố gắng của Đôlô, người Bỉ, xác lập luật tiến hóa không quay lại của sinh giới ta đã có dịp nói đến ở phần trên kia. Các nhà cổ sinh — địa chất học Vaagen (Waagen, 1841 — 1900), Kacpinski (1847 — 1936), Vante (Walter, 1860 — 1937), Vedekin (Wedekind), Đinê (K. Diener) v.v... cũng có những đóng góp lớn trong việc phát triển sinh địa tầng học. Kacpinski đã xác lập cách dùng phương pháp phát triển cá thể trong việc phân chia địa tầng, còn Vaagen đã xác lập khái niệm về biến thể (mutation) như là một thứ loại (varietas) thời gian, chiếm một diện phân bố nhất định và luôn luôn có những khác biệt riêng, dù nhỏ. Khái niệm về biến thể của Vaagen có ý nghĩa lớn đối với sinh địa tầng, vì các biến thể trong nội bộ một loài xuất hiện theo thời gian. Do đó mà ta có thể phân biệt được chúng giữa các lớp đá, hay nói cách khác, chúng ta vẫn có thể sử dụng việc phân biệt các biến thể của loài trong việc so sánh địa tầng, nhất là đối với các nhóm hóa thạch có những biến đổi nhanh chóng và có ý nghĩa địa tầng chặt chẽ. Ngày nay tuy khái niệm về biến thể trong sinh học vẫn còn là vấn đề được bàn luận nhiều, nhưng khái niệm biến thể của Vaagen⁽²⁾ vẫn có ý nghĩa sinh địa tầng.

Đến ngày nay các phương pháp sinh địa tầng đã được phát triển ở mức độ cao và là phương pháp chủ yếu trong việc phân chia, so sánh đối chiếu địa tầng. Người ta đã chú ý nghiên cứu hầu hết các nhóm di tích sinh vật và sử dụng

(1) Nguồn gốc các loài. NXB Khoa học, 1963, tập II, tr. 157.

(2) Người ta gọi biến thể Vaagen để phân biệt với khái niệm biến thể của Frise.

chúng trong sinh địa tầng. Với sự xuất hiện các kính hiển vi với độ phóng đại lớn, nhiều nhóm vi cổ sinh vật trước kia chưa được chú ý thì nay cũng được đưa sử dụng vào sinh địa tầng.

Ở Việt Nam địa chất học thực sự chỉ đến đầu thế kỷ 20 này mới được nghiên cứu. Tiếp thu những thành tựu của châu Âu và thế giới, các nhà địa chất Pháp như Mansuy, Colani, Pat, Saurin v.v... đã ngay từ đầu áp dụng phương pháp sinh địa tầng vào việc phân định các địa tầng của Việt Nam và Đông Dương nói chung. Họ đã đạt được một số kết quả trong công tác địa tầng, những kết quả đó đã được tổng hợp một cách khá đầy đủ trong công trình Tự điển địa tầng Đông Dương (NXB Khoa học, 1970. Lexique stratigraphique international. Vol. III, Fasc. 6a. In-10 chine. Paris, 1956). Tuy nhiên, các nhà địa chất — cổ sinh Pháp khi tiến hành nghiên cứu ở Đông Dương đã vấp một số sai lạc làm hạn chế ý nghĩa công trình của họ. Trước hết họ quá nhấn mạnh ý nghĩa địa tầng của các hóa thạch định tầng và không chú ý đến vị trí địa lý của Việt Nam cách quá xa Tây Âu là nơi các dạng đó được phát hiện đầu tiên. Việc xác định hóa thạch tiến hành nhiều khi thiếu cẩn thận (như trong một số công trình của Mansuy) cũng dẫn đến nhiều sai lạc về tuổi địa tầng. Ta có thể nêu một vài ví dụ về những điều vừa nêu. Công trình của Đơpra (Deprat) và Mansuy đã nhận định sự phát triển khá rộng rãi của trầm tích Silua. Về sau các công trình nghiên cứu của chúng ta và cả vài công trình của người Pháp đã cho thấy sự thực là trầm tích Silua ở Việt Nam phát triển rất hạn chế. Một ví dụ khác, trong công trình của Buaré (R. Bourret, 1922) về địa chất Đông Bắc Bắc Bộ, căn cứ vào một số dạng hóa thạch tay cuộn mà Mansuy xác định không được chính xác, Buaré đã xác lập tuổi frasni (Devon thượng) cho đá vôi và đá phiến Devon ở Phiêng Dia (Cao Bằng). Những nghiên cứu mới dựa trên nhiều phức hợp hóa thạch khác nhau đều xác nhận tuổi Devon trung của trầm tích đó. Cũng chính Buaré đã định tuổi frasni cho loạt đá phiến và vôi ở Pa Pây (Na Rì — Bắc Thái) dựa chủ yếu vào vài dạng gọi là hóa thạch đặc trưng (nhưng lại được xác định thiếu chính xác) như *Rhynchonella cf. letiensis* Gosselet, *Uncinulus cuboides* Sowerby v.v... Trong khi đó các phức hệ hóa thạch khác ở đây có thể cho phép khẳng định tuổi Devon hạ — eifen. Điều này ngay Fonten (Fontaine, 1954, 1961) và Saurin (1956) cũng đã xác nhận. Những nghiên cứu mới gần đây cũng không cung cấp bất kỳ dẫn liệu nào để có thể ủng hộ kết luận của Buaré và Mansuy.

Từ những năm 60, trong kế hoạch phát triển kinh tế 5 năm lần thứ nhất, cùng với việc thành lập bản đồ địa chất miền Bắc Việt Nam tỉ lệ 1 : 500.000, công tác nghiên cứu về sinh địa tầng ở Việt Nam được tiến hành. Đội ngũ những người nghiên cứu sinh địa tầng với hạt nhân nhỏ bé ban đầu, đến nay đã có thể đảm nhiệm được những công tác cơ bản về mặt này. Công tác sinh địa tầng do các cán bộ Việt Nam tiến hành đã có tác dụng tích cực đối với việc nghiên cứu địa chất khu vực, nhất là việc thành lập các bản đồ địa chất tỷ lệ trung bình và tỷ lệ lớn. Một số công trình về hóa thạch đặc trưng cho địa tầng chủ yếu như Devon và Triat cũng như vài công trình chuyên khảo về cổ sinh đã

được công bố. Tuy nhiên nhiều khó khăn đòi hỏi các nhà nghiên cứu sinh địa tầng phải chú ý tới. Trước hết, hiện nay phần lớn các nhà cổ sinh Việt Nam chỉ mới tiến hành nghiên cứu những vấn đề có tính chất thực dụng, phục vụ kịp thời cho công tác thực tiễn địa chất cấp bách. Việc nghiên cứu cơ bản về cổ động vật, cổ thực vật, cũng như về cổ địa lý sinh vật, cổ sinh thái v.v... đều chưa được chú ý tới, mà những vấn đề này lại có ý nghĩa rất lớn đối với sinh địa tầng, nhất là đối với Việt Nam, một vùng lãnh thổ xa các vùng có các mặt cắt chuẩn địa tầng quốc tế. Nói chung công tác nghiên cứu sinh địa tầng Việt Nam vẫn đang trên bước đường xây dựng, chúng ta còn phải đầu tư nhiều vào công việc vừa phục vụ kịp thời vừa xây dựng, tuyển chọn đội ngũ cán bộ có chất lượng khoa học, đồng thời cũng cần đấu tranh chống xu hướng bảo thủ, lệ cổ v.v... để nhanh chóng đưa khoa học này đạt tới trình độ cao.

Phương pháp hóa thạch định tầng.

Phương pháp hóa thạch định tầng dựa trên cơ sở tính phân bố của một số dạng hoặc tập hợp các dạng hóa thạch mà so sánh, định tuổi cho đá trầm tích chứa chúng. Các nhóm sinh vật có khả năng phản ứng và biến cải khác nhau đối với sự thay đổi của điều kiện môi trường. Do đó mà chúng ta thấy các nhóm có ý nghĩa địa tầng khác nhau. Có những nhóm do đặc tính biến đổi, tiến hóa nhanh chóng nên có ý nghĩa địa tầng rất lớn. Người ta có thể theo dõi được sự phân bố của chúng trong giới hạn một phân vị địa tầng nhỏ, thuộc vào loại này ta có thể kể đến bút đá và cúc đá (*Graptolitina*, *Ammonoidea*) v.v... Một loại thứ hai, cũng biến đổi tiến hóa khá nhanh, thời gian tồn tại kể từ khi bắt đầu xuất hiện đến khi bị tiêu diệt có thể khá lâu dài nhưng sự phát triển thịnh vượng của chúng lại có giới hạn rõ rệt. Ứng với từng giai đoạn trong lịch sử phát triển chúng lại có những dạng hình thái riêng. Thuộc loại này ta có thể kể đến bộ ba thùy (*Trilobita*), tay cuộn v.v... Nhóm thứ ba có thời gian tồn tại khá lâu dài mà lại biến đổi rất ít nên ý nghĩa địa tầng rất hạn chế và nhiều khi không có lợi ích gì đối với việc phân chia, so sánh địa tầng — như một vài dạng tay cuộn (*Lingula*) hay một vài dạng của chân riu v.v...

1. Các dạng hóa thạch chỉ đạo.

Việc dựa vào một số dạng hóa thạch để phân chia và so sánh địa tầng đã được Smit tiến hành ngay từ cuối thế kỷ 18. Do nhiều thành tựu của khoa cổ sinh học mà về sau người ta đã phát hiện được nhiều dạng hóa thạch thuộc nhóm thứ nhất vừa nêu trên kia. Sự có mặt của chúng như là những dẫn liệu đảm bảo chỉ đạo cho công tác định tuổi, so sánh địa tầng. Việc xác định những hóa thạch chỉ đạo địa tầng có ý nghĩa đặc biệt quan trọng cho công tác thực tiễn của địa chất. Hóa thạch chỉ đạo địa tầng có các tiêu chuẩn cơ bản sau :

- Biến đổi nhanh chóng theo thời gian, nói cách khác đó là hóa thạch có giới hạn phân bố hẹp theo chiều đứng của cột địa tầng.

- Diện phân bố địa lý rộng để có thể so sánh đối chiếu chúng trên những khoảng cách rất lớn. Như vậy chỉ những hóa thạch của sinh vật biển khơi mới đảm bảo được tiêu chuẩn này.

Đó là hai tiêu chuẩn cơ bản của hóa thạch chỉ đạo định tầng, các nhóm búi đá, cục đá v.v... có rất nhiều dạng đạt các tiêu chuẩn trên đây. Dĩ nhiên, hóa thạch chỉ đạo phải mang ý nghĩa thực tiễn để sử dụng nên ngoài hai tiêu chuẩn cơ bản trên đây, những dạng chỉ đạo phải là những dạng có số lượng phong phú, phân bố trong nhiều tầng đá khác nhau, dễ gặp trong quá trình nghiên cứu thực địa. Đồng thời chúng phải có các yếu tố cấu tạo thuận lợi để các đặc điểm hình thái dễ được bảo tồn tốt.

Việc sử dụng các dạng hóa thạch chỉ đạo vào công tác địa tầng học có ý nghĩa rất lớn, nhất là đối với công tác thực tiễn. Có rất nhiều dạng hóa thạch chỉ đạo rất đặc trưng và dễ nhận biết như các đại biểu của giống *Monogratus* định tuổi Silur, của giống *Productus* — tuổi Cacbon v.v... Tuy nhiên việc sử dụng các hóa thạch chỉ đạo vào địa tầng học cũng gặp những trở ngại và hạn chế. Điều hạn chế trước tiên là do đặc điểm phụ thuộc và thích nghi của sinh vật vào môi trường nên thực ra không có những dạng hóa thạch chỉ đạo có thể gặp trong bất kỳ tầng đá nào mà có thể đảm bảo cả các tiêu chuẩn đã nêu trên. Ta sẽ khó có thể gặp hóa thạch san hô trong cát kết mặc dù có nhiều dạng san hô rất đặc trưng cho các địa tầng. Trong đá phiến mịn phân lớp mỏng ứng với tầng biển sâu cũng khó có thể gặp các hóa thạch chỉ đạo của tay cuộn, chân riu v.v...

Điều hạn chế thứ hai là do tính chất di cư của sinh vật hoặc do những điều kiện cổ địa lý tự nhiên của các khu vực thay đổi sớm muộn khác nhau mà có những dạng ở khu vực này là dạng chỉ đạo cho một tuổi nhưng ở khu vực khác lại ứng với tuổi khác sớm hoặc muộn hơn. Ngay từ thế kỷ 19 Đauyn đã phát biểu rõ về vấn đề này, ông nêu lên rằng nhiều giống trong Paleozoi của Bắc Mỹ đã xuất hiện sớm hơn là ở châu Âu vì phải có thời gian để chúng di cư từ Mỹ sang Âu. Ông đã khẳng định « Khi chúng ta thấy một giống lần đầu xuất hiện trong một hệ thì có nhiều phần chắc rằng đó là một sự di cư mới vào vùng đó ». Kết quả nghiên cứu của Layen và Hoxly (Huxley) cũng cho ta thấy là Bắc Hải và biển Airolen tuy cách nhau không xa nhưng lại có thành phần động vật thân mềm khác nhau. Một nơi có thành phần đặc trưng của động vật hiện đại, còn nơi kia thì thành phần lại giống với cuối Neogen hơn. Điều đó là do biển Bắc Hải lưu thông dễ dàng với các biển khác do tác dụng của hải lưu, còn biển Airolen là một biển gần như bị cách biệt, do đó điều kiện môi trường ít biến đổi, động vật về cơ bản vẫn giữ các đặc tính của Neogen.

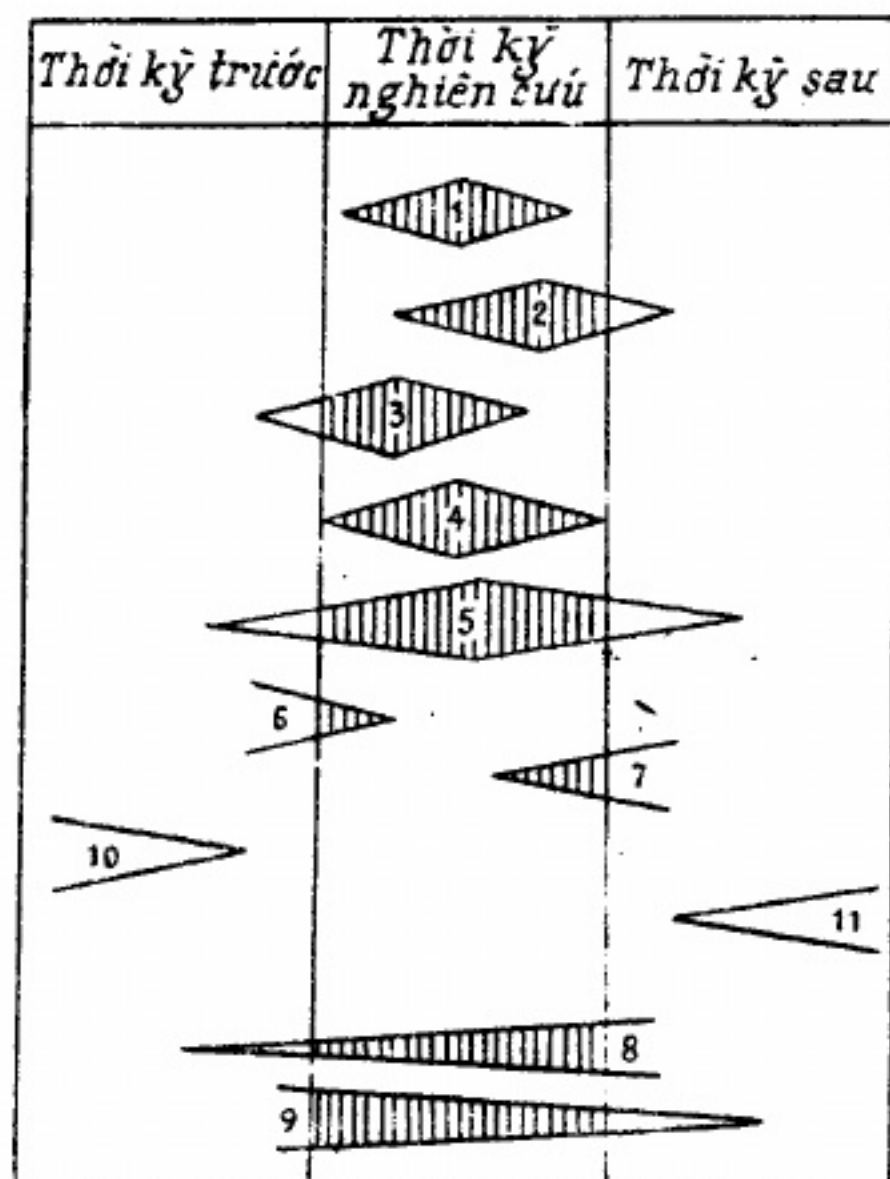
Điều hạn chế thứ ba là sinh vật thường mang tính khu vực địa lý, số dạng mang thế giới tính chiếm tỉ lệ không lớn trong sinh giới. Ta có thể lấy ví dụ ếch nhái là loại động vật rất phổ biến ở các lục địa, nhưng ở các đảo đại dương, kể cả những đảo lớn như Tân Tây Lan, lại hoàn toàn vắng mặt⁽¹⁾. Hóa thạch

(1) Các loại lưỡng cư hiện có ở Tân Tây Lan là do người ta mang đến.

bộ ba thùy ở kỷ Cambri cũng thấy rất rõ sự phân khu vực địa lý, giống *Redlichia* rất đặc trưng cho tỉnh cổ địa lý Trung Quốc thì lại không gặp hoặc rất ít khi gặp trong các tỉnh cổ địa lý khác như Đại Tây Dương chẳng hạn.

2. Các phức hệ hóa thạch đặc trưng.

Ta đã biết việc sử dụng các dạng hóa thạch chỉ đạo có những hạn chế, mặc dù các dạng đó có ý nghĩa rất lớn. Nhà sinh địa tầng sẽ khắc phục được nhược điểm đó để giải quyết một cách vững chắc vấn đề định tuổi địa tầng. Trong một phức hệ hóa thạch thu thập được tại một địa tầng nào đó có nhiều dạng, mỗi dạng có diện phân bố địa tầng khác nhau. Nếu chỉ dựa vào một vài dạng, dù là dạng chỉ đạo, ta vẫn có thể lúng túng khi giải quyết vấn đề ranh giới địa tầng của một đối tượng địa tầng cụ thể. Dựa vào cả một phức hệ hóa thạch, vấn đề sẽ được giải quyết một cách đơn giản. Jemshusnikov (1934) đã đưa ra một sơ đồ minh họa một cách sáng tỏ vấn đề này (h. 3-9).



Hình 3-9. Sơ đồ phân bố các dạng hóa thạch trong một phức hệ. Trong mỗi hình mũi nhọn bên trái là lúc xuất hiện, mũi nhọn bên phải là khi tiêu diệt, bề rộng (theo chiều đường chéo ngắn của hình thoi) chỉ mức độ phát triển theo thời gian. (Theo Jemshusnikov, 1934).

Trên sơ đồ thể hiện ba thời kỳ địa chất, ở giữa là thời kỳ ứng với tuổi của tầng nghiên cứu, bên trái là thời kỳ trước và bên phải là thời kỳ sau. Trong tầng nghiên cứu ta phát hiện 11 dạng hóa thạch mà tính phân bố địa tầng được thể hiện trên sơ đồ. Nếu chúng ta chỉ phát hiện được vài dạng như 5, 8, 9 v.v... thì khó định tuổi chắc chắn. Nhưng sự có mặt của 3 cùng với 7, 2, 6 v.v... cho phép ta xác định tuổi chắc chắn của đá chứa phức hệ hóa thạch nghiên cứu.

Áp dụng cách phân tích phức hệ hóa thạch trong thực tế của Việt Nam cũng đã giúp giải quyết những vấn đề địa tầng đáng chú ý. Ta có thể lấy trường hợp xác định tuổi của trầm tích Triat thuộc hệ tầng Lai Châu làm ví dụ. Trong đá phiến sét của hệ tầng này trước đây chỉ mới phát hiện một số ít hóa thạch thực vật không đặc trưng, do đó tuổi của hệ tầng được xác định là Triat trung — thượng. Về sau các nhà địa chất đã phát hiện hóa

thạch thân mềm, tuy từng dạng chưa cho tuổi chặt chẽ nhưng nhờ có một phức hệ phong phú mà tuổi của hệ tầng được xác định một cách đảm bảo là thuộc bậc Cacni của Triat thượng.

Ta có thể nói phương pháp dùng phức hệ hóa thạch định tuổi địa tầng là một phương pháp cơ bản nhất. Do đó có nhiều cách thức ứng dụng có hiệu quả và có cơ sở khoa học.

a) Tổ hợp các phức hệ của những hóa thạch không có ý nghĩa chỉ đạo. Trong thực tế có những nhóm hóa thạch mà các đại biểu của chúng có diện phân bố địa tầng khá rộng, nhưng mỗi dạng lại có giai đoạn phát triển khác nhau. Nếu như chúng ta có cả một tập hợp phong phú hóa thạch thì mặc dù từng dạng không có ý nghĩa địa tầng chặt chẽ, nhà sinh địa tầng vẫn có thể cho những kết luận khá chặt chẽ về tuổi và về ranh giới địa tầng. Ta có thể lấy việc sử dụng thành công phương pháp phân tích các phức hệ hóa thạch chân riu Triat ở Việt Nam để minh họa cho trường hợp này. Thí dụ hệ tầng Cò Nòi ở Tây Bắc, trước đây do chỉ phát hiện được một số lượng hóa thạch không phong phú lắm nên định tuổi là từ phần sau của Triat sớm đến phần đầu của Triat trung (Olenec — Anizi). Về sau, do phát hiện hóa thạch, đa dạng và phong phú, ngoài những dạng đã phát hiện trước lại thêm nhiều dạng khác nên Vũ Khúc đã có thể định tuổi Olenec (phần sau của Triat sớm) cho hệ tầng Cò Nòi.

b) So sánh các phức hệ hóa thạch giống nhau. Có những trường hợp hóa thạch chỉ bao gồm những dạng của những nhóm biến đổi chậm trong lịch sử địa chất. Các loài, các dạng và các giống của chúng có thể tồn tại trong hàng thế, hàng kỷ. Trong trường hợp này ngay cả một phức hệ gồm có nhiều giống loài cũng khó có thể cho những kết luận tuổi chặt chẽ. Các dạng thực vật cũng như huệ biển (Crinoidea) trước đây vẫn coi là có ý nghĩa địa tầng hạn chế do có tính chất biến đổi chậm. Có trường hợp trong một tầng trầm tích không dày lắm, nó chỉ có thể ứng với một bậc hoặc một phần của một bậc nào đó, nhưng khi phân tích từng dạng hóa thạch thì khó có thể định tuổi, thậm chí đến kỷ. Trong các trầm tích chứa than thuộc vùng bể than Quảng Ninh và mỏ than Suối Bàng ở Tây Bắc chứa rất phong phú hóa thạch thực vật. Trong trầm tích của điệp Hòn Gai đã phát hiện đến hơn 70 loài thực vật thuộc các nhóm dương xỉ, tảo, bạch quả, tùng bách v.v..., một số khá lớn trong chúng thuộc các dạng địa phương, số khác có diện phân bố địa tầng khá rộng. Dĩ nhiên thực vật của điệp Hòn Gai thuộc thực vật trung sinh (mezophyta). Không thể định tuổi dựa vào các dạng hóa thạch chỉ đạo được, cũng không có một phức hệ đặc trưng cho tuổi địa tầng đã nói trên kia. Khi đem so sánh người ta thấy rõ thành phần của phức hệ thực vật trên đây rất giống với thành phần của các phức hệ thực vật đã phát hiện trong các trầm tích thuộc bậc Nori và Ret (Triat thượng) ở nhiều vùng tây Thái Bình Dương và châu Á. Ở những nơi đó tuổi của trầm tích đã được xác nhận nhờ các hóa thạch động vật. Trong điệp Suối Bàng ở Tây Bắc Việt Nam cũng đã phát hiện phức hệ hóa thạch thực vật kiểu Hòn Gai và trong những lớp trầm tích biển xen kẽ lại phát hiện được phức hệ hóa thạch động vật

tuổi Nori và Ret. Do so sánh các phức hệ thực vật Hòn Gai với Suối Bàng và với các phức hệ thực vật Nori — Ret ở những nơi khác của châu Á, người ta đã có thể định tuổi Nori — Ret cho điệp Hòn Gai. Kết luận đó về sau lại được xác minh thêm do phát hiện các hóa thạch động vật ở điệp Hòn Gai.

c) Các phức hệ hóa thạch kích thước hiển vi. Hầu hết các nhóm hóa thạch có kích thước nhìn thấy được bằng mắt thường như bọt ba thùy, thân mềm, tay cuộn, san hô và cả một số trùng lỗ nữa v.v... từ lâu đã được chú ý và sử dụng có hiệu quả.

Trong mấy chục năm nay người ta đã đi sâu vào tìm kiếm nghiên cứu các hóa thạch kích thước hiển vi. Việc phát hiện các di tích bào tử — phấn hoa và di tích các hóa thạch vi sinh vật đã có ý nghĩa lớn trong việc nghiên cứu địa tầng của các trầm tích ở dưới sâu nhờ các lỗ khoan ở các vùng tiến hành tìm kiếm dầu và khí đốt. Nhiều tầng đá trước đây đã coi như « tầng câm » vì không phát hiện được hóa thạch thì nay đã được xác định tuổi bằng phương pháp sinh địa tầng do phát hiện được di tích bào tử — phấn hoa hoặc vi sinh vật khác.

Về cơ bản, cách thức sử dụng hóa thạch bào tử — phấn hoa và hóa thạch vi động vật để định tuổi địa tầng cũng giống như cách thức sử dụng các phức hệ hóa thạch đã nêu trên kia. Điều khác biệt cơ bản khi sử dụng các hóa thạch vi sinh vật này là ở khâu gia công mẫu và thiết bị nghiên cứu đòi hỏi phải có các loại kính hiển vi khá tốt với độ phóng đại lớn. Đặc biệt trong khâu gia công bào tử phấn hoa cần chú ý cách ly với bên ngoài, vì trong không khí có nhiều bào tử hoặc hạt phấn hoa nhỏ bay lơ lửng có thể rơi vào mẫu và sẽ gây sự nghi ngờ trong khi xác định mẫu. Đã có trường hợp nhà nghiên cứu thông báo phát hiện được bào tử trong thiên thạch, nhưng kiểm tra kỹ lại thì những bào tử đó lại chính là của hành tinh chúng ta rơi lẫn vào mẫu được chuẩn bị từ thiên thạch. Hình thái các bào tử, hạt phấn biến đổi không nhanh qua các giai đoạn lịch sử địa chất. Điều này phụ thuộc vào tính chất chung của giới thực vật. Vì thế để xác định tuổi bằng phương pháp bào tử — phấn hoa người ta chú ý phân tích cả một phức hệ nhiều dạng bào tử và phấn hoa. Người ta cũng đã chú ý nghiên cứu hóa thạch vi động vật có kích thước rất hiển vi trong các trầm tích trung sinh và tân sinh, như các vi hóa thạch cacbonat có kích thước tính bằng micron.

Các phương pháp khác của sinh địa tầng

Ngoài các phương pháp phổ biến và được sử dụng rộng rãi đã nêu trên kia, các nhà sinh địa tầng học còn áp dụng nhiều phương pháp cổ sinh khác. Những phương pháp này cũng có hiệu quả lớn trong công tác địa tầng hoặc có ý nghĩa hỗ trợ cho các phương pháp khác. Tuy nhiên, mức độ sử dụng phổ thông của chúng ít nhiều bị hạn chế do những lý do khác nhau, mà chủ yếu là do tính chất chuyên sâu hoặc phức tạp của chúng. Ta có thể kể đến các phương pháp thống kê, phương pháp tiến hóa, phương pháp cổ sinh thái, cổ địa lý.

1) Phương pháp thống kê. Phương pháp này với tên gọi là thống kê theo phần trăm được áp dụng nhiều ở cuối thế kỷ trước và đầu thế kỷ này. Nội dung chủ yếu của phương pháp là so sánh tỷ lệ theo phần trăm thành phần hóa thạch của các lớp trong hai — ba mặt cắt để đối chiếu và so sánh các lớp của các mặt cắt với nhau. Những lớp có tỷ lệ phần trăm cao các hóa thạch giống nhau là những lớp có cùng vị trí địa tầng như nhau.

2) Phương pháp tiến hóa. Cơ sở của phương pháp này như tên gọi của nó là dựa vào sự tiến hóa của các nhóm sinh vật. Nhà cổ sinh học sau khi nghiên cứu kỹ các giống loài, xác định được mối quan hệ huyết thống của chúng trong một đơn vị phân loại rồi thì có thể qua sơ đồ tiến hóa mà xác định địa tầng, vì rằng các dạng con cháu không thể xuất hiện trước tổ tiên và ngược lại. Để minh họa một cách đơn giản vấn đề này ta có thể lấy ví dụ ở mối quan hệ huyết thống của ba nhóm từ tổ tiên đến con cháu là các nhóm *Goniatites* → *Ceratites* → *Ammonites* lần lượt xuất hiện và tồn tại từ Paleozoi trung — thượng (nhóm thứ nhất), Pecmi — Triat (nhóm thứ hai) và Jura — Krêta (nhóm cuối cùng). Kovalevski đã đặt nền móng cho phương pháp này khi ông nghiên cứu và xác định mối quan hệ huyết thống giữa các giống hóa thạch của nhóm động vật có móng. Từ đó ông có thể phân chia và đối sánh được các trầm tích tuổi Mioxen chứa các hóa thạch đó.

Phương pháp tiến hóa là một phương pháp tuy có hiệu nghiệm lớn song nó đòi hỏi phải có sự dày công nghiên cứu của các nhà chuyên môn về cổ sinh học. Trong phương pháp này người ta còn ứng dụng nhiều quy luật tiến hóa khác của sinh học như luật Hêcken về sự phát triển cá thể lặp lại quá trình phát triển lịch sử của giống loài v.v... Do tính chất phức tạp của phương pháp mà các phương pháp tiến hóa đến hiện nay cũng mới chỉ được áp dụng một cách hạn chế.

3) Phương pháp cổ sinh thái. Phương pháp cổ sinh thái trong địa tầng học cũng đã được đề cập đến từ cuối thế kỷ 19 và trong mấy chục năm gần đây càng được chú ý nhiều. Nhà cổ sinh học Xô viết Ghecke đã có đóng góp lớn trong việc phát triển phương pháp này.

Nhờ phân tích hoàn cảnh sinh thái, phân tích sự thay đổi của tương đá mà người ta có thể đối sánh các mặt cắt địa chất khi chúng không chứa những dạng hoặc phức hệ hóa thạch đặc trưng giống nhau. Nhờ cách đó người ta cũng đã có thể phân chia nhỏ phân vị địa tầng với khoảng cách nhỏ, dù sự biến cải, tiến hóa của sinh giới chưa có thể nhận thấy rõ nét để sử dụng trong địa tầng được. Hiện nay phương pháp cổ sinh thái trong địa tầng học cũng chỉ mới được sử dụng ở một số trường hợp hạn chế, số lượng các nhà chuyên môn cũng chưa nhiều, song phương pháp này có thể có điều kiện phát triển do tính chất không quá phức tạp và sự hiệu nghiệm lớn của nó.

4) Phương pháp cổ địa lý. Phương pháp này là một trong những phương pháp đòi hỏi cần có sự nghiên cứu tổng hợp nhiều mặt về thạch học trầm tích, tương đá và cổ sinh học, cổ khí hậu học v.v... Tuy nó không phải đơn thuần là một phương

pháp sinh địa tầng, nhưng vai trò của sinh học có ý nghĩa rất lớn để phân tích điều kiện hình thành tương đá, điều kiện cổ khí hậu, độ sâu, độ muối v.v... của khu biển. Khả năng giải quyết các vấn đề về địa tầng của phương pháp khá lớn nên ngày càng được các nhà địa chất chú ý tới. Trong nội dung của phương pháp cổ địa lý, vai trò của cổ sinh thái học chiếm một vị trí rất quan trọng, vì chính những đặc điểm sinh thái của sinh vật phản ánh điều kiện địa lý tự nhiên của môi trường sống và cũng là điều kiện địa lý tự nhiên của khu vực khi hình thành trầm tích.

Ý NGHĨA VÀ HẠN CHẾ CỦA CÁC PHƯƠNG PHÁP SINH ĐỊA TẦNG

Phương pháp sinh địa tầng từ ngày ra đời đã phát triển rất nhanh và tỏ ra có hiệu lực rất lớn trong việc giải quyết các vấn đề về địa tầng học. Cũng không sai lắm nếu nói công tác xác định tuổi, đối chiếu, so sánh địa tầng thực chất là công tác sinh địa tầng. Các phương pháp địa tầng khác có tác dụng hỗ trợ. Việc xác định tuổi địa tầng, đối chiếu, so sánh địa tầng muốn có hiệu quả đáng tin cậy ngày nay vẫn phải sử dụng các cứ liệu cổ sinh. Việc giải quyết các vấn đề địa tầng của những trầm tích cát, những thành hệ đá biến chất do không có các dẫn liệu hóa thạch nên tác dụng thuyết phục luôn luôn bị hạn chế. Vì thế nên mặc dù đã sử dụng tổ hợp các phương pháp khác người ta vẫn lưu ý tìm cách có thể áp dụng phương pháp sinh địa tầng một cách gián tiếp hoặc chủ ý đầu tư phát hiện các loại di tích hữu cơ trong các trầm tích đó. Chúng ta có thể lấy ví dụ việc phân định địa tầng của các đá biến chất vùng Chiêm Hóa (Tuyên Quang) làm ví dụ để thấy rõ vai trò quan trọng của sinh địa tầng. Ở đây đá bị biến chất ở mức độ khá cao gồm các loại đá phiến, quaczit, đá hoa, đá phiến thạch anh mica, filit và đôi khi có amfibolit. Trước đây các tác giả Pháp coi một phần của chúng thuộc tuổi Angôn (~ Proterozoi), còn Vaxilevskaia và, Dvovikov (1965) thì xác lập cho trầm tích đó của hệ tầng Chiêm Hóa tuổi Proterozoi. Việc xác định tuổi Proterozoi của chúng là dựa vào trình độ biến chất cao của đá, so sánh mức độ biến chất cao đó với mức độ biến chất của trầm tích Proterozoi ở những nơi khác. Trong những năm gần đây, trong các loại đá phiến người ta đã phát hiện những mảnh vỡ của hóa thạch tay cuộn, còn trong những lớp cacbonat phát hiện được nhiều dạng hóa thạch san hô tuổi Devon. Dĩ nhiên tuổi của địa tầng phải được xác định lại theo kết quả xác định hóa thạch mới phát hiện được. Đối với các trầm tích gọi là cát vì trước đây không phát hiện được hóa thạch, ngày nay người ta cũng tìm cách sử dụng phương pháp sinh địa tầng bằng việc tìm kiếm và nghiên cứu các hóa thạch vi sinh vật như bào tử — phấn hoa, vi động vật v.v...

Chỉ cần điếm qua lại như vậy để nhắc lại ý nghĩa quan trọng của sinh địa tầng vì ý nghĩa của chúng đã rất rõ ràng. Trong phần này chúng ta sẽ chú ý nhiều hơn đến những điều hạn chế trong khi sử dụng cổ sinh học vào nghiên cứu địa

tầng. Những hạn chế đó suy cho cùng có thể coi là những nét đặc trưng của sinh giới mà nhà địa chất cần phải nắm được trong khi sử dụng các tư liệu về sinh giới cổ vào mục đích địa chất học.

Đặc tính phân bố địa lý của sinh giới.

Trong phần nói về cơ sở khoa học của các phương pháp sinh địa tầng ta đã biết rằng một đặc tính của sinh giới mà địa chất học đã sử dụng vào nghiên cứu địa tầng là các giai đoạn phát triển, tiến hóa của sinh giới trong lịch sử đã diễn ra đồng thời trên vỏ quả đất. Một đặc điểm cũng rất cơ bản và quan trọng của sinh giới là tính chất phân bố địa lý của chúng. Do phụ thuộc vào các yếu tố của địa lý tự nhiên, tức là yếu tố của môi trường, mà ở mỗi phần của vỏ quả đất thành phần của sinh giới lại mang những đặc điểm riêng. Điều này chúng ta có thể dễ dàng nhận thấy trong tính phân bố địa lý của sinh giới hiện tại. Trong những khu vực nhiệt đới phong phú cây xanh quanh năm, cây thuộc nhóm cọ, cây lá to, ra quả ở gốc hoặc ở cành lớn như mít, vả v.v... Ở khu vực địa lý có khí hậu lạnh, hàng năm mùa đông có băng tuyết, hoàn toàn vắng mặt các loại cây vừa nói, nhưng lại phong phú các loại cây rụng lá hàng năm và các loại thuộc nhóm tùng bách. Sự khác biệt trong giới động vật theo sự phân bố địa lý cũng thể hiện rõ nét. Nếu như ở các rừng nhiệt đới có các loại thú như voi, tê giác v.v... thì ở vùng khí hậu lạnh địa cực bóng dáng của chúng không hề có, nhưng lại có những loại không gặp ở vùng nhiệt đới như hải cẩu, pingoanh v.v... Suốt các khu biển ở vùng xích đạo và cận xích đạo như biển Việt Nam, Úc, Indonêxia, Hồng Hải v.v... san hô phong phú đến nỗi sự tích tụ các bộ xương của chúng tạo thành các đảo, nhưng xa hơn về phía bắc như biển Nhật Bản, Viễn Đông Liên Xô thì có thể coi như san hô hoàn toàn vắng bóng. Tính chất phân bố địa lý trong sinh giới cổ cũng đã được nhận thấy từ lâu. Do đó có thể nói không thể có những phức hệ động vật hoàn toàn giống nhau cho mọi nơi trên thế giới trong một giai đoạn lịch sử địa chất. Đây chính là điều khó khăn cho việc sử dụng hóa thạch chỉ đạo hoặc phức hệ hóa thạch định tầng mà ta đã xét trên kia. Ngày nay, đối với nhiều kỷ, đã có những công trình nghiên cứu về sự phân chia các khu hệ động vật cổ cũng như các công trình tổng hợp về phân chia các khu vực cổ địa lý.

Liên quan đến tính chất phân bố địa lý sinh vật ta cũng cần xét đến một số các hiện tượng sau đây.

1) Các dạng địa phương. Các dạng sinh vật địa phương là những dạng chỉ phân bố trong một phạm vi địa lý giới hạn. Tiêu biểu cho những dạng địa phương như vậy ta có thể kể đến cây Sêqua hiện chỉ gặp ở trên các dãy núi cao của Nam Mỹ. Các dạng địa phương xuất hiện do điều kiện môi trường sống khu vực địa lý bị tách biệt do những nguyên nhân khác nhau. Thí dụ châu Úc do bị tách rời khỏi đại lục nên mối trao đổi giữa sinh giới châu Úc với đại lục bị gián đoạn từ lâu. Giới động vật ở đây có nhiều dạng địa phương như *Chuột túi (Kanguru)*, *Hatteria* v.v... mà ở các vùng của đại lục có điều kiện địa lý tự nhiên giống

với châu Úc cũng không có. Các biển Ban-tích, Hắc Hải có mối liên hệ với đại dương bị hạn chế nên các dạng địa phương khá cao. Ở các hồ bị tách biệt khỏi môi trường lớn như Baican, Tanganica thì số dạng địa phương chiếm đến 3/4 tổng sinh giới. Những khu vực tương tự cũng đã có nhiều trong các giai đoạn lịch sử địa chất. Trong các trầm tích bị « cách ly » đó ta sẽ gặp rất nhiều dạng không thể đem đối chiếu với các phức hệ hóa thạch cùng tuổi của những nơi khác. Các dạng địa phương có thể là những dạng rất ít sai khác với nhiều dạng của giai đoạn lịch sử trước, hoặc là những dạng hình thành do biến cải chuyên hóa, phụ thuộc vào điều kiện môi trường riêng biệt của địa phương. Vì thế khi gặp trường hợp như vậy, các phương pháp phổ biến của sinh địa tầng sẽ bị giảm tác dụng, vì khó đối chiếu các phức hệ hóa thạch địa phương với các phức hệ hóa thạch những nơi khác để so sánh định tuổi địa tầng. Chính vì vậy việc định tuổi của các trầm tích lục địa (các tầng đá đầm hồ, vùng vịnh v.v...) gặp rất nhiều khó khăn. Để đi đến những kết luận đúng đắn nhà địa chất cần nghiên cứu công phu, toàn diện các mặt công tác địa chất khác nữa.

2) Các dạng di thừa (rélique ; superstes). Những dạng di thừa là những dạng đã từng phát triển phong phú trong các giai đoạn lịch sử trước và đã không gặp lại trong giai đoạn sau ở mọi nơi khác, nhưng trong một số mặt cắt nào đó lại gặp. Ta có thể lấy ví dụ trong tập hợp hóa thạch Devon hạ ở Việt Nam, đồng thời với những dạng đặc trưng của Devon hạ ta lại gặp một số dạng mà ở những nơi khác chúng chỉ có mặt ở trầm tích Silua và sang Devon không còn gặp chúng. Những dạng đó như các giống của san hô *Pholidophyllum*, *Evenkiella*, *Cysticonophyllum* v.v...

Những dạng di thừa như vậy thường cũng là những dạng địa phương, thí dụ giống *Hatteria* ở châu Úc là một dạng của Trung sinh (Mezozoi) còn lại, cũng như nhiều dạng động vật có vú hiện đang sống ở châu Úc có đặc điểm cấu tạo gần gũi với các dạng của Paleogen — Neogen ở đại lục.

Trong công tác địa tầng khi gặp những dạng di thừa như vậy cần chú ý để khỏi mắc sai lầm do nhiều hiện tượng xáo trộn gây nên.

— Xáo trộn do tái trầm tích. Những hóa thạch của tầng cổ hơn trong lịch sử bị dòng nước cuốn theo và trầm đọng lại trong các trầm tích trẻ.

— Xáo trộn do kiến tạo, hình thành các cấu trúc vầy, trong đó các đá tuổi già nằm tường như xen trong các mặt cắt của đá trẻ. Ví dụ ở vùng núi Anpơ (Nam Âu) giữa các lớp đá trầm tích Devon người ta gặp những lớp mỏng chứa hóa thạch Silua, những dạng như vậy đã được coi như là các dạng di thừa. Về sau người ta đã biết rõ rằng do cấu tạo vầy của vùng nên các « nê » trầm tích Silua đã « chen » vào trong mặt cắt Devon.

Sự di cư của sinh vật.

Một trong những đặc tính quan trọng của sinh vật là khả năng di cư của chúng để chọn môi trường thuận lợi cho sự sinh sống và phát triển. Sự di cư

có thể là tạm thời, có thể là vĩnh viễn. Ta có thể lấy vài ví dụ để biết về sự di cư tạm thời ở họ hàng nhà chim, cá. Hàng năm cứ đến mùa gió heo may đến ta lại thấy hàng đàn én bay từ phương bắc về để tránh mùa lạnh giá rét của phương bắc. Có nhiều loài cá sống ở biển nhưng đến mùa sinh đẻ chúng lại ngược dòng lên tận nguồn để đẻ. Khi nghiên cứu kỹ người ta được biết tổ tiên các loài cá này vốn sống ở nước ngọt.

Sự di cư vĩnh viễn đã diễn ra do những biến động lớn làm thay đổi điều kiện sống địa phương cũ, sinh vật đã di cư, quần tụ ở nơi có điều kiện thuận lợi hơn. Ví dụ như họ hàng nhà voi trước kia vốn sống ở cả phương bắc mà nay thì con cháu chúng chỉ còn thấy ở phương nam. Cũng còn có hiện tượng di cư phát tán, một nhóm loài, giống sinh vật mới xuất hiện ở một nơi nào đó về sau di cư phát tán ra những địa phương khác.

Hiện tượng di cư của sinh vật có thể dẫn đến những trường hợp phức tạp trong một số phức hệ hóa thạch sinh vật, như sự có mặt những dạng trẻ trong phức hệ hóa thạch cổ khi phức hệ hóa thạch đó được thu thập ở nơi xuất hiện lần đầu các dạng đó, đến giai đoạn lịch sử địa chất sau chúng mới kịp phát tán đi những nơi khác. Sự xuất hiện nhiều lần những phức hệ hóa thạch gần giống nhau trong mặt cắt thường gắn liền với sự thay đổi tương đá theo chiều đứng của mặt cắt. Tương đá thay đổi phản ánh hoàn cảnh, môi trường sống lúc thành tạo trầm tích thay đổi, không thích nghi với điều kiện mới, sinh vật di cư đi nơi khác. Sau đó khi môi trường thay đổi, có những yếu tố thuận lợi như trước, sinh vật di cư trở lại nơi trước kia tổ tiên gần của chúng đã sống. Cả hiện tượng có mặt những dạng di thừa ta đã xét trên kia cũng có thể có nguyên nhân do di cư gây nên. Một số dạng nào đó ở những địa phương khác khá phát triển ở một giai đoạn lịch sử trước, sang giai đoạn sau chúng không thể sống ở đó nữa và đã di cư đến một địa phương khác có điều kiện sinh sống thích hợp với chúng. Do đó mà ở địa phương mới chúng có mặt như là những dạng di thừa bên cạnh những dạng đặc trưng cho giai đoạn lịch sử địa chất mới.

Sự thiếu thốn tư liệu địa chất.

Dù cho khoa học địa chất trên thế giới hiện nay đã rất phát triển, nhân loại đã tích lũy được một khối lượng khổng lồ kiến thức về sự phát triển mọi mặt của vỏ quả đất, nhưng số lượng hiểu biết đó vẫn còn rất nhỏ bé so với khối lượng vô hạn của các sự kiện địa chất đã diễn ra trên vỏ quả đất trong suốt quá trình lịch sử hàng trăm, hàng nghìn triệu năm.

Trước hết, thực tế chúng ta chỉ mới có thể nghiên cứu và nắm được những nét chính trong lịch sử phát triển của vỏ quả đất từ nguyên đại Cổ sinh (Paleozoi) đến nay. Quãng thời gian hơn 550 triệu năm từ đầu Paleozoi đến nay quá nhỏ bé so với con số 3,6 tỷ năm tuổi của những đá cổ nhất hiện biết. Lịch sử trước Paleozoi hiện nay được biết rất sơ lược, một trong những nguyên nhân quan trọng của sự hiểu biết hạn chế này là không thể áp dụng phương pháp

sinh địa tầng đối với các trầm tích trước Cambri. Sự biến chất sâu sắc, biến vị phức tạp của đá trước Cambri đã phá hủy hết những di tích sinh vật có thể có trong đá.

Các đá tuổi sau Cambri cũng chỉ được nghiên cứu ở một mức độ rất nhỏ so với khối lượng các hiện tượng lịch sử địa chất.

Sự thiếu thốn các tư liệu địa chất đã được Đauyn nêu lên từ giữa thế kỷ trước. Ông đã dùng hình tượng để nêu sự thiếu thốn này: « ... tôi coi những tư liệu địa chất mà theo cách nói bóng bẩy của Layen như là một pho sử trái đất, viết bằng một thứ tiếng luôn luôn thay đổi, mà chúng ta lại chỉ còn có cuốn sau cùng, chỉ nói về hai ba nước. Chỉ một vài đoạn trong các chương của cuốn sách ấy và một vài dòng của mỗi trang là đã tới tay chúng ta ... »⁽¹⁾.

1) Sự thiếu thốn về các tư liệu địa tầng. Chưa kể đến sự quá thiếu thốn các tư liệu về địa tầng trước Cambri, ngay trong địa tầng sau Cambri chúng ta cũng còn nhiều chỗ trống tư liệu. Giữa các phân vị địa tầng được lập nên thường vẫn có sự gián đoạn, tức là đã qua một thời gian dài ở đó không có hiện tượng trầm tích và thậm chí những phẩm vật trầm tích được thành tạo cũng bị bào mòn mất. Ta có thể lấy ví dụ ở Việt Nam trầm tích Devon hạ và trung đã được biết rõ, còn trầm tích Devon thượng, nhất là phần sau của Devon thượng, có thể coi như vắng mặt. Một ví dụ về vật trầm tích đã được thành tạo lại bị bào trui đi mất có thể nêu lên là trầm tích Cambri trung ở vùng cận Leningrat. Ở đây trong mặt cắt hoàn toàn vắng mặt Cambri trung, song trong cuối kết cơ sở của Cambri thượng lại gặp hóa thạch tuổi Cambri trung. Qua nghiên cứu người ta đã khẳng định trầm tích Cambri trung đã từng được thành tạo nhưng trước khi hình thành trầm tích Cambri thượng vùng này đã bị nâng cao và trầm tích Cambri trung đã bị bào trui hết.

Các hệ, các thống và các bậc v.v... của địa tầng quốc tế thường được xác lập lần đầu ở Tây Âu. Sự gián đoạn giữa các phân vị địa tầng ấy là những chỗ trống trong lịch sử địa chất. Mặc dù người ta đã tìm cách bù vào chỗ trống ấy bằng cách nghiên cứu ở những nơi khác, song đến nay nhiều vấn đề vẫn chưa giải quyết được.

2) Sự nghèo nàn các sưu tập hóa thạch. Hàng trăm nghìn nhà địa chất, nhà cổ sinh học đã và đang tiến hành thu thập hóa thạch sinh vật trong quá trình công tác của mình. Song cho đến nay sự hiểu biết về sinh giới cổ xưa cũng chỉ mới đạt đến một giới hạn nhỏ bé so với số lượng khổng lồ của sinh giới đã tồn tại, phát triển trong hàng trăm, nghìn triệu năm đã qua.

Những chỗ trống trong tư liệu địa tầng cũng là chỗ trống trong tư liệu cổ sinh học. Trong nhiều loại đá trầm tích không gặp hoặc hầu như không gặp hóa thạch sinh vật, như các thành hệ flit, các đá trầm tích lục địa v.v... Ngay trong các tầng đá trầm tích có chứa hóa thạch chúng ta cũng chỉ mới phát hiện được

(1) Đauyn Ch. Nguồn gốc các loài, NXB Khoa học, 1963. Tập II, tr. 143.

rất ít. Một điều đáng chú ý nữa, trong các tướng đá thuận lợi nhất cho việc bảo tồn các hóa thạch thì cũng không phải rằng tất cả các thi thể sinh vật đều được bảo tồn. Những sinh vật chỉ có thân mềm, những dạng sống ở bờ đá cứng v.v... hầu như không được bảo tồn thành hóa thạch. Một phần khá lớn thi thể như bộ xương, bộ vỏ của sinh vật bị vỡ, vụn nát ngay sau khi bị chết. Sự thiếu thốn các tư liệu về cổ sinh đã là một cản trở lớn cho việc theo dõi quá trình tiến hóa của sinh giới, đồng thời cũng là hạn chế rất lớn đối với việc nghiên cứu sinh địa tầng. Gặp các tầng đá nghèo hóa thạch như cuội kết, flit hoặc những tầng đá được thành tạo vào thời gian tương ứng với thời kỳ gián đoạn trầm tích ở mặt cắt chuẩn của địa tầng ở châu Âu, chúng ta sẽ gặp khó khăn trong việc sử dụng các phương pháp sinh địa tầng.

PHÂN CHIA ĐỊA TẦNG — CÁC THANG ĐỊA TẦNG

NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG

Một nhiệm vụ cơ bản của địa tầng học là phân chia và liên hệ địa tầng nhằm giải thích lịch sử phát triển vỏ quả đất. Như vậy, việc phân chia địa tầng trước hết nhằm mục đích lập lại quá trình phát triển lịch sử của vỏ quả đất. Các phân vị địa tầng được phân chia phải phù hợp và phản ánh đúng các giai đoạn lịch sử phát triển địa chất của khu vực hoặc của toàn bộ vỏ quả đất.

Hệ thống các phân vị địa tầng phải dựa trên cơ sở của sự tiến hóa vỏ quả đất và thế giới sinh vật sống trên đó. Sự tiến hóa, biến đổi của vỏ quả đất đã diễn ra rất đa dạng và để lại những dấu ấn của chúng trong các tầng đá. Trong quá trình nghiên cứu, chúng ta không thể sử dụng bản thân các hiện tượng lịch sử mà sử dụng các dấu ấn của các hiện tượng đó. Các dấu ấn của những hiện tượng như sự biến đổi của ranh giới giữa biển và lục địa, thay đổi khí hậu, thay đổi hình thái của biển, các hoạt động núi lửa v.v... đều được sử dụng tốt cho công tác địa tầng học. Song đến nay các địa tầng được hiểu biết đầy đủ hơn cả đều được nghiên cứu và phân chia trước hết dựa vào sự biến đổi, tiến hóa của sinh giới, thông qua các di tích hóa thạch được bảo tồn trong đá trầm tích. Chính thông qua các dẫn liên về cổ sinh học mà ta lại có thể nắm được sự biến đổi của điều kiện địa lý tự nhiên đã xảy ra trên bề mặt vỏ quả đất.

Bên cạnh việc phân chia các phân vị địa tầng còn có các phân vị về tuổi địa chất. Tuy địa tầng học và khoa học về tuổi địa chất là hai mặt liên quan chặt chẽ của cùng một quá trình phát triển vỏ quả đất, nhưng chúng ta vẫn cần thiết có hai hệ thống (thang) phân chia tương ứng với nhau.

Thang (hệ thống) địa tầng phản ánh sự kế tiếp nhau của các đá trầm tích, phản ánh các giai đoạn cụ thể của từng phần hoặc toàn bộ vỏ quả đất đã trải qua trong quá trình lịch sử. Vì vậy ở thang địa tầng trong từng khu vực có thể vắng mặt phân vị này, phân vị khác do hiện tượng thay đổi điều kiện địa lý

tự nhiên như các quá trình ngừng lắng đọng trầm tích, hiện tượng bào trui v.v.... gây nên.

Thang tuổi địa chất là thang của thời gian địa chất. Tính liên tục của thang này phản ánh quá trình phát triển liên tục trong lịch sử của vỏ quả đất. Thang này mang tính chất toàn cầu, mỗi phân vị trong thang địa tầng đều tương ứng với một phân vị của thang tuổi địa chất. Ngược lại nơi này, nơi khác trên vỏ quả đất có thể vắng mặt phân vị địa tầng nào đó tương ứng với phân vị có trên thang tuổi địa chất. Điều đó xảy ra do quá trình trôi đi của thời gian là liên tục và không giới hạn còn quá trình lắng đọng trầm tích trong từng thời gian phụ thuộc vào điều kiện địa lý tự nhiên của khu vực.

Tiêu chuẩn để phân chia các phân vị của thang địa tầng và thang tuổi địa chất là phải sao cho các phân vị đó phản ánh được đặc tính và quy mô của các sự kiện lịch sử của vỏ quả đất có liên quan chặt chẽ với nhau :

- 1) Những biến đổi trong quá trình tiến hóa của sinh giới.
- 2) Những biến đổi của các quá trình trầm tích và sỏi mòn.
- 3) Những biến đổi về cơ địa lý như hình thái và phân bố của biển và lục địa, hình thái của bề mặt lục địa và đáy biển, khí hậu v.v...
- 4) Các quá trình hoạt động magma và biến chất.
- 5) Các chuyển động kiến tạo lớn xảy ra trên một phạm vi lãnh thổ rộng lớn.

Những hiện tượng vừa nêu trên đây là những biểu hiện khác nhau của một quá trình thống nhất của sự phát triển vỏ quả đất. Trong lịch sử địa chất chúng vừa có tính chất chu kỳ lại vừa có tính chất tiến hóa không lặp lại. Có thể nói đó là quá trình tiến hóa theo vòng xoáy. Tính chất chu kỳ thể hiện ở chỗ mỗi giai đoạn phát triển của vỏ quả đất, các tác nhân trên đây đều có mặt và theo những quy luật chung. Tính chất tiến hóa không lặp lại không những chỉ biểu hiện hiển nhiên ở sự biến đổi của sinh giới, mà ngay cả tập hợp các hiện tượng tự nhiên khác trong giai đoạn lịch sử này không bao giờ lặp lại y nguyên như ở một giai đoạn khác.

Trong tất cả các tiêu chuẩn kể trên tiêu chuẩn về sự biến đổi của sinh giới đóng vai trò quan trọng hàng đầu. Ngay cả sự biến động của các quá trình kiến tạo mang tính chất tác nhân của những sự kiện khác cũng không thể dùng làm cơ sở hàng đầu cho việc phân chia địa tầng, vì rằng các hệ quả của riêng chúng cũng có thể dễ bị lẫn lộn giữa chu kỳ này và chu kỳ khác và nhiều khi những biến động kiến tạo trên qui mô hạn chế không để lại những dấu ấn dễ nhận biết. Trong khi đó, sự biến đổi sinh giới ở mỗi giai đoạn lịch sử mang những đặc thù riêng, đến nỗi nhiều khi chúng hình như không mang tính chu kỳ. Tính chu kỳ trong quá trình phát triển sinh giới thực ra có thể coi như chỉ thể hiện ở sự xuất hiện và tiêu diệt hàng loạt các dạng sinh vật qua mỗi chu kỳ kiến tạo. Đặc tính tiến hóa không lặp lại của sinh giới (định luật Đôlô) đã khiến di tích sinh vật đóng vai trò quyết định trong việc phân chia địa tầng. Ngay cả đối với

các trầm tích «câm», các đá macma và biến chất, tuy việc phân chia phải sử dụng các đặc tính lý hóa, nhưng thực ra việc phân chia, định tuổi chúng vẫn phải áp dụng các tư liệu về cổ sinh học một cách gián tiếp.

THANG ĐỊA TẦNG QUỐC TẾ

Thang địa tầng quốc tế, còn gọi là thang địa tầng duy nhất được xây dựng dựa trên cơ sở của sự phân chia các giai đoạn của lịch sử phát triển vỏ quả đất. Hội nghị địa chất quốc tế lần thứ VIII năm 1900 ở Pari dựa trên cơ sở quyết định của hội nghị lần thứ II (1881) ở Bôlônho (Ý) đã thông qua một hệ thống cấp bậc phân chia địa tầng và tuổi địa chất tương ứng gồm các hàng phân vị sau đây :

Phân vị địa tầng

Giới (Groupe)

Hệ (Système)

Thống (Section — hoặc Série)

Bậc (Étage)

Đới (Zone) ⁽¹⁾

Phân vị tuổi địa chất

Nguyên đại (Ère)

Kỷ (Période)

Thế (Époque)

Kỳ (Âge)

Pha (Phase) ⁽²⁾

Trong năm hàng phân vị kể trên thì ba hàng phân vị đầu là giới (đại), hệ (kỷ), thống (thế) mang tính chất toàn cầu. Hàng phân vị thứ tư : bậc (kỳ) mang tính chất phân chia khu vực, hàng phân vị cuối cùng — đới (pha) mang tính chất địa phương.

Phân vị pha của thang tuổi địa chất tuy được thông qua ở hội nghị địa chất quốc tế nhưng không được thông dụng, đối với kỷ Đệ tứ pha tương ứng với giai đoạn gian băng. Trong qui phạm địa tầng của Liên Xô và một số các nước khác, tương ứng với đới là thời. Hiện nay trên thế giới, bốn hàng phân vị đầu của hai thang vừa nói trên được thừa nhận rộng rãi, còn hàng phân vị thứ năm đang còn nhiều vấn đề bàn luận.

Giới. Giới là hàng phân vị lớn nhất của thang địa tầng quốc tế gồm những đá được thành tạo trong thời gian một đại, phản ánh một giai đoạn lớn bậc nhất trong lịch sử phát triển địa chất. Trong một giới các chuyển động kiến tạo, macma, trầm tích và phát triển của sinh giới phổ biến trên một quy mô lớn.

Ở ranh giới của các giới có sự khác biệt nhau rất lớn về các mặt vừa nêu. Trước hết là sự khác biệt về các tập hợp hóa thạch sinh vật, chúng khác nhau ở hàng phân loại lớp và ngành và đôi khi ở hàng các bộ. Giới cũng bao gồm những chu kỳ chuyển động kiến tạo lớn như tạo núi, biển tiến, biển lùi, hoạt

(1), (2) Hội nghị địa chất quốc tế ở Bôlônho (1881) chưa quyết định về hàng phân vị này mà sau bậc (étage) là tập (assise) rồi hệ-lớp (couches).

Phân vị pha (phase) tương ứng với đới (zone) của địa tầng được chấp nhận ở hội nghị Pari (1900).

động macma mạnh mẽ v.v.... Tên gọi của giới (đồng thời là của đại) căn cứ vào đặc tính phát triển của sinh giới và do đó có các giới :

Thái cổ hay Aekêi
Nguyên sinh hay Proterozoi
Cổ sinh hay Paleozoi
Trung sinh hay Mezozoi
Tân sinh hay Kainozoi

Các giới Thái cổ và Nguyên sinh, nhiều khi được gọi chung là Tiền Cambri, bao gồm một khối lượng địa tầng rất lớn được xác định và nghiên cứu chủ yếu dựa vào mức độ biến chất, biến vị của đá và các hoạt động macma, vì hầu như vắng mặt di tích sinh vật. Lịch sử của cả một khoảng thời gian mênh mông này ngày nay còn được biết rất ít, vì các dẫn liệu về lịch sử địa chất chứa trong đá của chúng hiện chưa được phát hiện nhiều hoặc chưa được nghiên cứu có kết quả, vì thế người ta còn gọi giai đoạn trước Paleozoi là giai đoạn « sơ sử địa chất » hoặc Kryptozoi (Ẩn sinh — tiếng Hy Lạp Kryptos là ẩn kín, che kín và zoa là sinh vật). Từ đầu Paleozoi đến nay coi như giai đoạn lịch sử và cũng được gọi là Phanerozoi (hiện sinh — tiếng Hy Lạp Phaneros là hiện rõ, rõ ràng). Các tên gọi Kryptozoi và Phanerozoi tuy chưa được hội nghị địa chất thông qua, nhưng nó phản ánh được tính chất khác biệt của hai nấc lớn trong lịch sử vỏ quả đất và ngày nay cũng đã được dùng khá phổ biến trong nhiều văn liệu địa chất. Điều vừa nêu trên đây phản ánh sự khác biệt giữa đá trầm tích của các giới Paleozoi, Mezozoi và Kainozoi với đá của Tiền Cambri ở điểm quan trọng là trong đá của ba giới đó chứa phong phú hóa thạch.

Do được nghiên cứu kỹ nhờ các dẫn liệu hóa thạch nên các giới Paleozoi, Mezozoi và Kainozoi được chia làm nhiều hệ, còn các giới cổ không có sự phân chia ấy.

Hệ là phân vị cấp hai của thang địa tầng quốc tế, gồm những đá được thành tạo trong một kỷ. Mỗi hệ được chia làm ba hoặc hai thống ứng với ba hoặc hai giai đoạn biến tiến, biến lùi chính trong quá trình trầm tích của hệ. Trong trường hợp lý tưởng thì ở thống dưới (hạ) thường gồm các trầm tích kiểu biến tiến đánh dấu sự kết thúc của thời kỳ gián đoạn trầm tích, phân cách kỷ này với kỷ trước đó. Thống giữa (trung) ứng với sự tiếp tục của hoạt động biến tiến còn thống trên (thượng) thể hiện hoạt động biến lùi, để rồi dẫn đến sự gián đoạn trầm tích, hình thành chế độ lục địa, phân cách với kỷ sau. Thống thường giữa các hệ có gián đoạn địa tầng, có khi có bất chỉnh hợp góc, đánh dấu sự thay đổi điều kiện địa lý tự nhiên; có trường hợp giữa các hệ còn có biểu hiện của hoạt động macma đi kèm theo hoạt động nghịch đảo kiến tạo. Những biểu hiện này thường có thể có diện phân bố rộng lớn mang tính chất khu vực và không bắt buộc mang tính chất toàn cầu.

Mỗi hệ có một phức hệ hóa thạch đặc trưng riêng thuộc cấp họ và giống của động vật hoặc cấp giống và loài của thực vật hoặc của những dạng động

vật chậm biến đổi. Sự thay đổi thành phần của các phức hệ sinh vật hóa thạch từ hệ này sang hệ khác liên quan chặt chẽ với sự biến đổi về hoạt động kiến tạo và hoàn cảnh địa lý tự nhiên của vỏ quả đất. Thông thường cơ sở để phân biệt rõ hai hệ kế cận trước hết là sự khác biệt nhau của các phức hệ hóa thạch động vật biến ở các hàng phân loại lớn như bộ, họ, giống.

Tên của hệ được đặt không phụ thuộc vào một quy luật cứng nhắc, vì rằng các hệ được xác lập ở nhiều thời gian khác nhau, ở nhiều nước khác nhau. Ta có thể phân làm mấy loại nguồn gốc của tên gọi sau đây :

— Gọi theo tên địa phương mà lần đầu tiên hệ được xác lập như Cambri, Devon (theo tên địa phương ở nam nước Anh), Pecmi (theo tên địa phương ở Nga) và Jura (theo tên dãy núi Jura ở biên giới Pháp — Thụy Sĩ).

— Gọi tên theo các bộ tộc cổ, sinh sống ở địa phương hệ được xác lập như các hệ Ođovic, Silua (dựa theo tên các bộ tộc sống ở nam nước Anh : Ordovic, Silur).

— Gọi tên theo dạng đá phổ biến trong hệ như hệ Cacbon (lần đầu tiên phổ biến than đá), hệ Krêta (phổ biến đá phấn, tiếng Latinh Kreta có nghĩa là phấn).

— Gọi tên theo sự phân tầng của mặt cắt điển hình được dùng để xác lập hệ như Triat (dựa theo trầm tích Triat ở Đức được phân làm ba phần rõ rệt), như Điat (tên cũ của hệ Pecmi — Điat, do trầm tích của hệ gồm hai phần).

— Gọi tên theo tính chất của thành phần sinh vật như các hệ thuộc giới Tân sinh (Kainozoi) : Paleogen, Neogen và Antropogen (một tên khác của Đệ tứ), các tên này đều có đuôi « gen » do gốc tiếng Hy Lạp genos là sự sinh ra, các tiếp đầu ngữ có gốc chữ và nghĩa như sau : Paleo = cổ, Neo = mới, Antropos = người. Tên gọi của kỷ Đệ tam (tên của hệ cũ gồm cả Paleogen và Neogen) và kỷ Đệ tứ là tên gọi cũ mang tính chất lịch sử. Theo cách gọi của Acdunô (1759), các đá trầm tích gồm Đệ nhất (Primaire, ngày nay ứng với Paleozoi), Đệ nhị (Secondaire — ngày nay ứng với Mezozoi) và Đệ tam (Tertiaire — ngày nay ứng với hai hệ Paleogen và Neogen). Sau đó trầm tích trẻ nhất nằm trên trầm tích Đệ tam được Đênuai (Denouaille, 1829) theo truyền thống đặt tên là Đệ tứ (Quaternaire) (1).

Thống là một phần của hệ và là phân vị cấp thứ ba của thang địa tầng quốc tế, đá của một thống được thành tạo trong khoảng thời gian một thế. Như trên đã nói mỗi hệ thường có ba thống, nhưng các hệ Silua (2), Pecmi, Krêta chỉ gồm có hai thống, hệ Đệ tứ có số lượng phân chia thống chưa thống nhất. Số lượng các thống trong mỗi hệ phản ánh các giai đoạn hoạt động kiến tạo gây nên những biến đổi về hoàn cảnh địa lý tự nhiên, thành phần trầm tích và sinh vật hóa thạch. Ở ranh giới của các thống, và đôi khi trong nội bộ của thống, có thể có biểu hiện gián đoạn địa tầng, thay đổi tương đá, hoặc có khi có cả những

(1) Một số học giả Pháp như Morê (L. Moret), Obuin (Aubouin) v.v... coi Đệ tam và Đệ tứ như là nguyên đại (giới).

(2) Ngày nay một số các nhà địa chất Mỹ, Nhật, Trung Quốc v.v... vẫn quan niệm Silua gồm ba thống.

biểu hiện của hoạt động kiến tạo gây bất chỉnh hợp góc, sản phẩm hoạt động macma. Tuy nhiên, những biểu hiện này đều có diện phân bố hạn chế hơn nhiều so với ranh giới giữa các hệ.

Mỗi thống có một phức hệ hóa thạch sinh vật đặc trưng hoặc phân bố chủ yếu trong thống đó ở hàng phân loại cấp họ và giống, sự thay đổi thành phần hóa thạch là một tiêu chuẩn chủ yếu cho việc phân chia các thống. Tên của thống gọi theo tên hệ kèm theo chữ hạ, trung, thượng để chỉ vị trí của thống trong hệ; đối với hệ có hai thống thì kèm theo chữ hạ và thượng. Tương ứng với cách gọi thống, tên của thế là tên kỷ kèm theo sớm, giữa, muộn. Thí dụ :

Thang địa tầng	Thang tuổi địa chất
Devon thượng	Devon muộn
Devon trung	Devon giữa
Devon hạ	Devon sớm
hoặc	
Silua thượng	Silua muộn
Silua hạ	Silua sớm

Một số trường hợp thống vừa mang tên hạ, trung, thượng lại vừa mang tên riêng hoặc chỉ có tên riêng. Đó là trường hợp của các thống của hệ Cambri, Jura và các hệ Paleogen, Neogen.

Hệ Neogen gồm hai thống từ già đến trẻ là Mioxen và Plioxen.

Hệ Paleogen gồm Paleoxen, Eoxen và Oligoxen.

Hệ Jura gồm: Jura hạ hay Liat, Jura trung hay Đoge và Jura thượng hay Manmi.

Hệ Cambri gồm: Cambri hạ hay Geogi, Cambri trung hay Acadi và Cambri thượng: Potdam.

Bậc là phân vị cấp thứ tư trong thang địa tầng quốc tế và là một phần của thống, gồm các đá được thành tạo trong một kỳ. Hội nghị địa chất quốc tế lần thứ VIII (Paris, 1900) cũng như qui phạm địa tầng Trung Quốc (1965) coi đây là hàng phân vị mang tính chất khu vực, khác với các hàng phân vị giới, hệ, thống mang tính chất toàn cầu. Bậc ứng với một giai đoạn phát triển toàn bộ hoặc một phần của vỏ quả đất trong khung một thống hoặc một hệ xác định. Bậc được xác lập dựa trên cơ sở tập hợp các dẫn liệu về địa chất và cổ sinh phản ánh một giai đoạn phát triển của vỏ quả đất trong khung của một thế. Mỗi bậc có một phức hệ hóa thạch đặc trưng ở hàng phân loại cấp giống, phụ giống và loài có diện phân bố địa lý rộng rãi. Bậc mang tên địa phương, nơi có mặt cắt chuẩn, tên ấy đồng thời cũng là tên kỳ tương ứng trong thang tuổi địa chất. Ví dụ các bậc của Triat trung là Anizi xuất phát từ tên La tinh Anisus của sông Enis vùng núi Anpơ, bậc Ladin lấy địa danh Ladin vùng Grison ở Thụy Sĩ, đó là những địa phương có mặt cắt chuẩn của các bậc đó. Ở ranh giới của bậc có thể

gặp dấu hiệu của gián đoạn địa tầng hoặc bất chỉnh hợp góc nhỏ mà diện phân bố của chúng không lớn. Đặc tính này không phải là bắt buộc đối với mọi nơi.

Bốn hàng phân vị giới, hệ, thống, bậc vừa kể trên có khối lượng xác định ứng với những giai đoạn lớn nhỏ khác nhau trong lịch sử phát triển vỏ quả đất và thế giới sinh vật. Chúng được sử dụng rộng rãi ở hầu hết các nước trên thế giới, trừ cấp thứ tư (bậc), như trên đã nói có mức độ hạn chế hơn trong sử dụng và nhiều khi mang tính chất khu vực.

Đới là hàng phân vị cấp nhỏ nhất trong thang địa tầng quốc tế. Đới bao gồm những trầm tích được thành tạo trong thời gian tồn tại của một phức hệ các dạng sinh vật đặc trưng (thường là ở cấp loài). Khối lượng và ranh giới của đới được xác định theo sự phân bố của phức hệ sinh vật đặc trưng của đới, không lặp lại trong các trầm tích lót dưới và phủ trên. Đới thường có diện phân bố trong phạm vi trong một tỉnh địa lý sinh vật, tên của đới được gọi theo tên loài, có khi là giống hóa thạch đặc trưng nhất trong phức hệ hóa thạch đặc trưng của đới, thí dụ ta có đới *Billingsella tonkiniana* của Cambri thượng. Tên của đới vẫn được giữ nguyên trong trường hợp ở một nơi khác có phức hệ hóa thạch tương tự nhưng vắng mặt loài đặc trưng. Hiện nay có nhiều ý kiến thảo luận về phân vị đới, một số ý kiến vẫn coi đới là một phân vị của thang địa tầng quốc tế như ta vừa nêu trên đây. Nhiều nhà nghiên cứu coi đới chỉ là một phân vị địa phương, khu vực vì thực tế cũng không có đới nào mang tính chất toàn cầu do phụ thuộc vào tính địa lý của các loài, hơn nữa bản thân đới không ứng với một giai đoạn phát triển của vỏ quả đất mà lại tương ứng với thời gian tồn tại của một loài hay một tập hợp loài. Bản thân phân vị tuổi địa chất ứng với đới cũng chưa được thống nhất thừa nhận. Nhiều nước coi đới ứng với đơn vị tuổi địa chất là thời (time), trong khi đó hội nghị địa chất quốc tế lần thứ VIII (Paris, 1900) lại thông qua phân vị pha (phase) mà ít được các nhà địa chất thừa nhận và sử dụng.

THANG ĐỊA TẦNG KHU VỰC (ĐỊA PHƯƠNG)

Thang địa tầng quốc tế vừa kể trên được xác lập chủ yếu dựa trên cơ sở nghiên cứu các mặt cắt chuẩn ở Tây Âu. Các quá trình phát triển lịch sử vỏ quả đất rất phức tạp và không phải ở mọi nơi lịch sử phát triển cấu tạo, hình thành trầm tích đều giống nhau. Ở những khu vực khác nhau của vỏ quả đất thường có những thành tạo địa chất mang đặc tính lịch sử riêng biệt. Việc phân chia các thành tạo đó không phải luôn luôn có thể ứng với các phân vị đã phân chia ở thang địa tầng quốc tế. Theo đà phát triển công tác nghiên cứu địa chất ở các lãnh thổ khác nhau của vỏ quả đất, các nước đều thấy cần thiết phải thiết lập thang địa tầng phụ trợ, thích hợp với lịch sử phát triển địa chất của địa phương. Vì vậy thang địa tầng này gọi là thang địa tầng khu vực, hay còn gọi là thang địa tầng địa phương hay phụ trợ.

Việc phân định các phân vị của thang địa tầng khu vực cũng đòi hỏi những tiêu chuẩn chặt chẽ như đối với thang địa tầng quốc tế. Trong khi tiến hành nghiên cứu phân chia địa tầng ở một khu vực nào đó người ta phải chú ý sử dụng trước tiên các phân vị của thang địa tầng quốc tế, các phân vị địa tầng khu vực chỉ sử dụng phụ trợ cho thang quốc tế đó với những khối lượng địa tầng có lịch sử phát triển riêng biệt không thể sử dụng các phân vị quốc tế.

Như trên đã nói, các phân vị của thang địa tầng khu vực phải đáp ứng đầy đủ các tiêu chuẩn chặt chẽ như đối với các phân vị của thang địa tầng quốc tế. Chúng phải phản ánh một cách khách quan lịch sử phát triển của các quá trình địa chất và sinh vật sống trong đó ở những giai đoạn nhất định, ứng với sự thành tạo những khối lượng địa tầng cụ thể của khu vực. Các phân vị được phân chia đầu tiên phải được xác định rõ ràng về khối lượng địa tầng, ranh giới trên và dưới, so sánh sự tương ứng vị trí của chúng đối với các phân vị trong thang địa tầng quốc tế. Phải có mặt cắt chuẩn (stratotyp) và nêu ra tính chất đặc trưng về thành phần đá và nhất là các phức hệ hóa thạch đặc trưng.

Trong việc xác lập thang địa tầng địa phương đối với Việt Nam cần đảm bảo hai yêu cầu cơ bản là *khoa học và Việt Nam*. Muốn thế phải tuân thủ đầy đủ các yêu cầu cơ bản về mặt lý luận khoa học của địa tầng học, đồng thời phải phù hợp với lịch sử phát triển địa chất Việt Nam, thích hợp với thói quen công tác hợp lý và đặc thù của ngôn ngữ Việt Nam. Cho đến hiện nay ở Việt Nam chưa có một quy định chính thức có tính chất quốc gia về các phân vị địa tầng này. Dựa theo tình hình thực tế đang sử dụng trong công tác địa chất khu vực ở Việt Nam và kinh nghiệm của một số các nước, chúng ta nêu lên ở đây một thang địa tầng khu vực gồm các hàng phân vị *loạt*, *điệp* là những phân vị phân chia và *tầng* là hàng phân vị đề hợp nhất địa tầng.

Loạt là đơn vị lớn nhất của thang địa tầng khu vực. Về khối lượng, loạt gần tương đương với thống trong thang địa tầng quốc tế, có khi lớn hơn hoặc nhỏ hơn đôi chút. Loạt bao gồm một hệ tầng dày và phức tạp các đá trầm tích, biến chất, núi lửa sinh (nguồn gốc từ núi lửa) hoặc là tổ hợp các đá đồ. Trầm tích của một loạt thường ứng với một chu kỳ lớn về trầm tích, phun trào hoặc kiến tạo. Giữa các loạt thường có những biểu hiện không chỉnh hợp địa tầng hoặc không chỉnh hợp góc và ở khu vực địa mảng còn có thể có biểu hiện của hoạt động macma xâm nhập. Loạt phân bố trong một khu vực lớn thuộc vào một đơn vị cấu trúc địa chất.

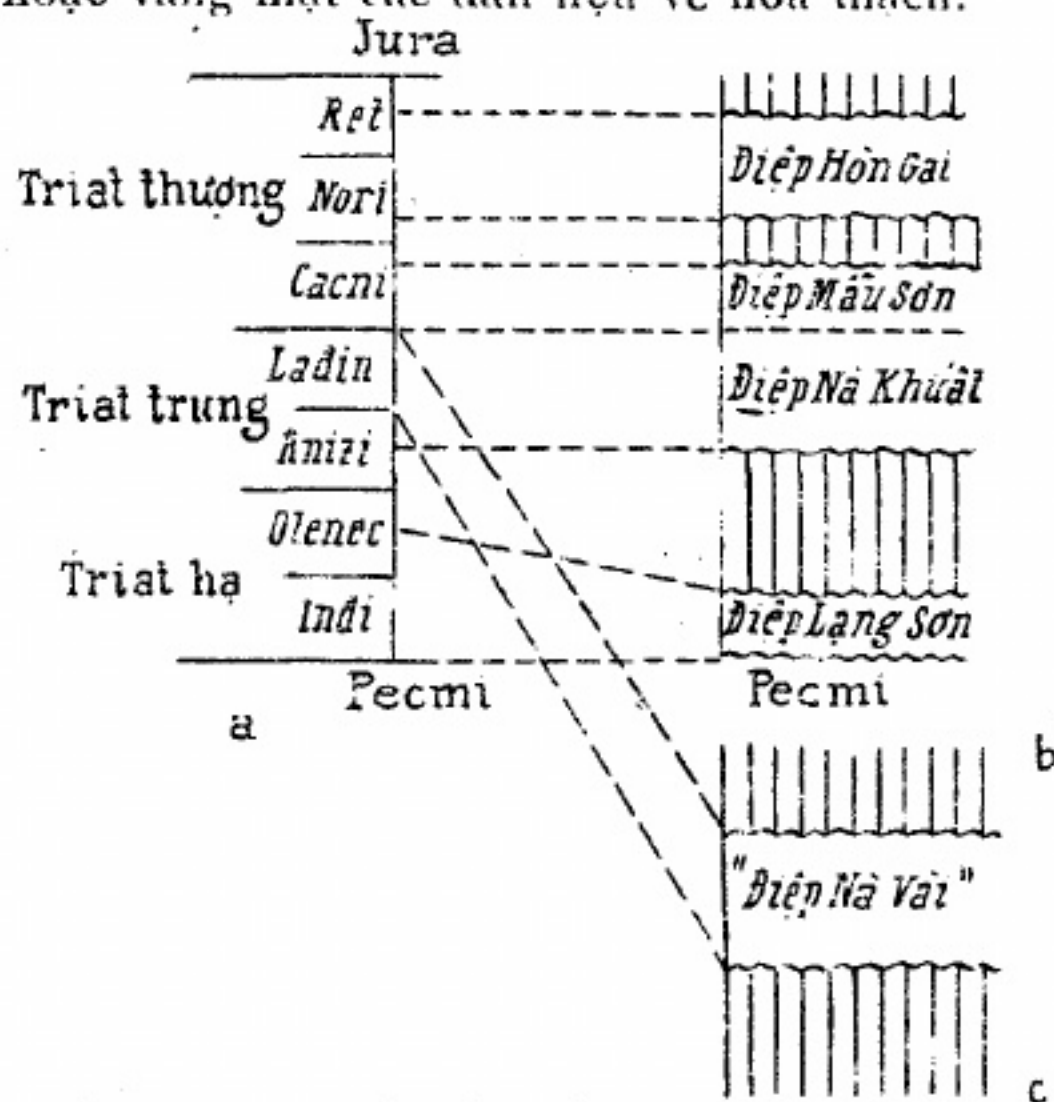
Mỗi loạt có thể gồm nhiều phần, các phần này có thể không trong cùng một mặt cắt liên tục mà ở những nơi khác nhau trong cùng một đơn vị khu vực cấu trúc địa chất. Hiện nay ở Việt Nam phân vị này chưa sử dụng nhiều. Một số nhà địa chất trong công tác lập bản đồ địa chất đã phân định một số các loạt, ví dụ loạt Năm Mu của trầm tích Triat ở Tây Bắc Việt Nam.

Điệp là đơn vị cơ bản trong thang địa tầng khu vực. Đối chiếu với thang địa tầng quốc tế điệp có khối lượng gần tương đương với bậc, nhiều khi có thể lớn hơn đôi chút, đôi khi nhỏ hơn. Trong trường hợp đặc biệt, nhất là đối với các thành hệ đá cổ, điệp có thể ứng với một thống hoặc thậm chí tương ứng với một phần khá lớn của một hệ hoặc các phần của hai hệ kề nhau.

Điệp có thể bao gồm cả những đá trầm tích, đá núi lửa sinh hoặc tổ hợp các đá đó, đôi khi bao gồm cả đá biến chất. Các đá của một điệp được thành tạo trong điều kiện địa lý tự nhiên xác định của khu vực, do đó điệp phân bố giới hạn trong một đới cấu trúc địa chất xác định. Ví dụ điệp Suối Bàng có diện phân bố trong khu vực Tây Bắc Việt Nam, trong khi đó ở khu vực Đông Bắc Việt Nam các đá trầm tích tương tự thuộc điệp Hòn Gai.

Cơ sở để xác lập một điệp cũng bao gồm những tiêu chuẩn về địa chất và cổ sinh. Trong một số trường hợp tiêu chuẩn cổ sinh có thể chầm chước ở mức độ nhất định do không đầy đủ hoặc vắng mặt các dẫn liệu về hóa thạch.

Điệp phải có những tính chất đặc trưng rõ ràng về thành phần đá trầm tích cũng như về cổ sinh khác với điệp kế cận. Ranh giới của điệp phải rõ ràng, ở ranh giới đó có biểu hiện về thay đổi tương đá hoặc có khi là gián đoạn địa tầng, bất chỉnh hợp góc. Phải đặc biệt chú ý là các ranh giới đó (ít nhất là một trong hai ranh giới trên và dưới) phải không trùng với ranh giới của phân vị địa tầng quốc tế. Nếu có sự trùng hợp cả hai ranh giới trên và dưới với một phân vị của thang địa tầng quốc tế thì phải sử dụng tên của phân vị quốc tế. Ta lấy ví dụ về địa tầng Triat ở khu vực Đông Bắc nước ta có các phân vị: điệp Lạng Sơn



Hình 3-10. Sơ đồ đối chiếu thang địa tầng quốc tế và thang địa tầng địa phương.

- Các phân vị quốc tế của hệ Triat.
- Các phân vị của thang địa tầng khu vực (địa phương) được phân định đúng đắn.
- Phân vị được phân định không phù hợp với quy định. ĐIỆP Nà Vài (giả thiết) có ranh giới dưới và trên trùng hợp với ranh giới của bậc Ladin. Do đó phân vị này phải bỏ tên điệp Nà Vài và mang tên bậc Ladin, Triat trung (T_2) của thang địa tầng quốc tế.

($T_1 ls$) tuổi Triat sớm, điệp Nà Khuất ($T_2 nk$) tuổi từ giữa Ladin đến hết Anizi, điệp Mẫu Sơn tuổi Cacni ($T_3^c ms$) và cuối cùng là điệp Hòn Gai tuổi Nori — Ret ($T_3^{n-r} hg$). Các phân vị này đều được xác nhận là không có phân vị nào có hai ranh giới trên và dưới trùng với ranh giới của thang địa tầng quốc tế. Phân vị có tuổi ứng với hàng bậc của thang địa tầng là điệp Mẫu Sơn, nhưng phân vị này vẫn đáp ứng yêu cầu của thang địa tầng khu vực vì không có hai ranh giới trùng với ranh giới của thang địa tầng quốc tế. Ta đặt giả thiết có một điệp Nà Vài nào đó được phân định ứng với tuổi Ladin mà lại có cả hai ranh giới trên và dưới trùng với ranh giới của thang địa tầng quốc tế. Trong trường hợp này điệp Nà Vài sẽ phải hủy bỏ và dùng tên bậc Ladin cho khối lượng địa tầng đó (h. 3-10).

Trong nội bộ của một điệp không thể có hiện tượng không chỉnh hợp, tuy có thể có dấu hiệu của các gián đoạn nhờ thể hiện dưới dạng lớp mỏng cuội kết, mặt bào mòn nhỏ. Điệp có thể phân ra một vài phụ điệp. Điệp mang tên địa phương có mặt cắt chuẩn, tên của phụ điệp gọi theo tên của điệp kèm theo chữ hạ (dưới), trung (giữa) và thượng (trên). Ký hiệu của điệp gồm trước hết là ký hiệu của tuổi tương ứng trong thang địa tầng quốc tế, kèm theo các con chữ viết tắt của tên điệp. Chú ý là các con chữ này đều dùng hai con chữ phụ âm mà không dùng nguyên âm.

Trong các ví dụ trên ta sẽ viết ký hiệu như sau :

Điệp Lạng Sơn	$T_1 ls$
Điệp Nà Khuất	$T_2 nk$
Điệp Mẫu Sơn	$T_3^c ms$
Điệp Hòn Gai	$T_3^{n-r} hg$

Điệp Hòn Gai gồm hai phụ điệp, ta sẽ gọi tên và viết ký hiệu :

Phụ điệp Hòn Gai hạ	$T_3^{n-r} hg1$
Phụ điệp Hòn Gai thượng	$T_3^{n-r} hg2$

Tầng. Tầng là một phân vị địa tầng mang tính chất liên hệ hợp nhất của khu vực. Tầng hợp nhất theo chiều ngang nhiều điệp (hoặc một phần của điệp) cùng tuổi phân bố ở các đới tương — kiến trúc khác nhau của một khu vực địa chất. Tầng mang tên của một trong số các phân vị địa tầng hợp thành tầng, do đó mặt cắt chuẩn của phân vị đó cũng sẽ là mặt cắt chuẩn của tầng đó. Ví dụ trong trầm tích Devon ở Việt Nam, đá cacbonat thuộc phần trên của bậc eifen phổ biến ở nhiều nơi trong các đới tương — kiến trúc khác nhau, nhưng đều chứa một phức hệ hóa thạch đặc trưng giống nhau, cùng tuổi chứng tỏ chúng đồng thời được thành tạo trong cùng điều kiện cổ địa lý. Người ta đã lập tầng Nà Quân để hợp nhất các phân vị địa tầng này. Một thí dụ khác, điệp Quy Lăng ở Thanh Hóa — Nghệ An và điệp Nà Khuất ở Đông Bắc đều có tuổi Triat trung, hai điệp

này đều có những đặc tính về cổ sinh và mức địa tầng tương tự, chúng ta có thể hợp nhất thành một tầng. Do mặt cắt của điệp Quy Lăng được nghiên cứu kỹ và có tính chất điển hình, do đó có thể gọi tầng này là tầng Quy Lăng.

DANH HIỆU ĐỊA TẦNG TỰ DO

Trong công tác nghiên cứu địa chất, địa tầng nhiều khi cần thiết phải phân chia những khối lượng địa tầng mà vì nhiều lý do chưa thể đáp ứng đầy đủ các tiêu chuẩn của thang địa tầng quốc tế hoặc thang địa tầng địa phương (khu vực). Những khối lượng địa tầng đó rất cần thiết phải được thiết lập trong quá trình nghiên cứu địa chất khu vực hoặc trong công tác thăm dò khoáng sản. Vì thế ngoài hai hệ thống các phân vị địa tầng quốc tế và địa phương có quy định chặt chẽ ra còn cần thiết phải có một hệ thống phân chia địa tầng được sử dụng linh hoạt hơn, phục vụ kịp thời cho công tác thực tiễn. Hệ thống phân chia này là các *danh hiệu địa tầng dùng tự do*. Hệ thống này bao gồm *phức hệ, hệ tầng, tầng, hệ lớp, tập và vỉa*.

Phức hệ bao gồm những hệ tầng rất dày có thành phần phức tạp, gồm các đá trầm tích, phun trào hoặc biến chất phân bố trong một khu vực rộng lớn. Phức hệ phản ánh một giai đoạn lớn trong lịch sử phát triển địa chất của khu vực, như vậy phức hệ có thể bao gồm nhiều loạt. Cũng có khi phức hệ tương đương với một loạt hoặc nhỏ hơn loạt. Giữa các phức hệ hoặc trong nội bộ của một phức hệ có thể có bất chỉnh hợp ở mức độ khác nhau. Phức hệ mang tên địa phương, thí dụ phức hệ Sông Hồng, phức hệ Lô Gâm v.v....

Hệ tầng gồm các thành tạo trầm tích, phun trào hoặc biến chất, hoặc tổ hợp của chúng mang một số đặc điểm chung. Hệ tầng mang tên địa phương. Hệ tầng có thể có khối lượng về bề dày trầm tích, về tuổi khá linh hoạt, không bắt buộc hệ tầng phải tương đương với hàng phân vị nhất định của thang địa tầng quốc tế. Có khi hệ tầng chỉ tương đương với khoảng một bậc (ví dụ hệ tầng Sông Bôi T_3^{sb}), lại có khi tương ứng với một vài hệ, thí dụ hệ tầng Bến Khế ($E_3 - O^{bk}$), thậm chí có thể ứng với một phần nào đó chưa xác định được của một giới, thí dụ hệ tầng Sông Cả (PZ^{sc}). Cũng có khi hệ tầng không mang tên địa phương, thí dụ hệ tầng cát kết — đá phiến tuổi eifen, hệ tầng đá vôi Paleozoi thượng v.v...

Tầng (không mang tên địa phương) gồm một khối lượng địa tầng không lớn, được phân định trong một điệp, một hệ tầng v.v... do có tính chất đặc trưng về thạch học hoặc hóa thạch dễ nhận biết. Do đó tầng được đặt tên theo tính chất đặc trưng, ví dụ tầng cuội kết, tầng cát kết hỗn tạp, tầng chứa *Productus* v.v...

Hệ lớp là một khối lượng địa tầng không lớn, sử dụng linh hoạt, bao gồm những trầm tích có đặc tính chung nào đó về thạch học hoặc hóa thạch đặc trưng. Hệ lớp mang tên theo tính chất đặc trưng như hệ lớp chứa *Hysterolites wangi*, hệ lớp đá vôi, hệ lớp đá mac v.v... Không nhất thiết hệ lớp phải là phần chia nhỏ của tầng.

Tập là một khối lượng địa tầng nhỏ, gồm nhiều vỉa có một số tính chất chung nào đó. Tập mang tên đá đặc trưng, thí dụ tập cát kết, tập đá phiến vôi v.v...

Vĩa gồm một số lớp đá trầm tích có thành phần thạch học giống nhau, bề dày không lớn và có một số tính chất phân biệt với trầm tích trên nó và dưới nó. Vĩa thường được dùng trong mô tả các mặt cắt địa chất riêng biệt. Vĩa mang tên đá đặc trưng, ví dụ vỉa đá vôi trong phần dưới của mặt cắt của điệp Nà Khuất, gồm những lớp đá vôi dày khoảng 30 — 40cm. Danh hiệu địa tầng vĩa là đồng âm dị nghĩa vôi vĩa trong khoáng sàng. Trong khoáng sàng vĩa tương đương với lớp theo khái niệm trầm tích, thí dụ vĩa than, vĩa quặng sắt.

XÁC ĐỊNH TUỔI TUYỆT ĐỐI CỦA ĐÁ—BẢNG TUỔI ĐỊA CHẤT

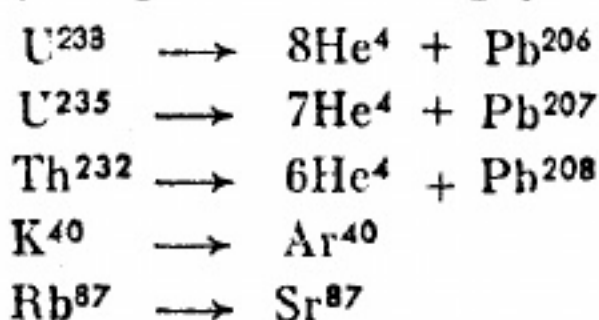
Các phương pháp địa tầng ta đã xét trên kia đã giải quyết được vấn đề rất cơ bản là xác định được tuổi tương đối của các đá thành tạo vỏ quả đất, xác lập được mối quan hệ địa tầng từ già đến trẻ. Đến khoảng giữa thế kỷ trước, về cơ bản các giới, các hệ và phần lớn các bậc của thang địa tầng quốc tế đã được xác lập. Song một vấn đề cũng rất quan trọng là cần xác định được tuổi tuyệt đối của các đá thành tạo vỏ quả đất, tức là xác định được thời gian đã trải qua của các đá đó; tiếp đó là xác định thời gian bắt đầu và tồn tại của các giới, các hệ trong thang địa tầng quốc tế, lập nên bảng tuổi địa chất tương ứng với bảng thang địa tầng quốc tế.

Ở các thế kỷ trước nhiều người đã tìm cách định tuổi tuyệt đối của các tầng đá, của vỏ quả đất bằng nhiều phương pháp khác nhau. Để tính tuổi của một số các địa tầng trẻ người ta đã dựa vào sự sắp xếp của các lớp đá trầm tích thô và mịn xen kẽ nhau. Liên hệ với hiện tượng thành tạo các lớp trầm đọng thô và mịn trong các vùng trầm đọng hiện nay, lớp trầm tích thô ứng với mùa mưa còn lớp mịn ứng với mùa khô, như vậy cứ một cặp lớp thô và mịn ứng với quá trình trầm tích một năm. Cách tính này chỉ có thể áp dụng cho một vài mặt cắt địa tầng riêng lẻ của trầm tích trẻ và kết quả cũng bị hạn chế vì rằng không phải nơi nào cũng có mùa mưa và mùa khô xen kẽ nhau trong năm.

Một cách tính khác, nhà vật lý người Anh Tomson đã dựa vào khái niệm cho rằng quả đất từ trạng thái nóng chảy cứ nguội và cứng rắn dần lại cho đến nay hình thành được lớp vỏ quả đất. Thời gian thành tạo vỏ quả đất ông tính được vào khoảng 98 đến 200 triệu năm! Người ta lại cũng dựa vào thực tế hiện nay là hàng năm các sông đều mang ra biển một lượng lớn muối, tuy tỉ lệ muối trong nước do sông mang ra biển rất thấp. Dựa vào dự đoán khoa học cho rằng trong quá khứ xa xưa nước ở đại dương cũng như nước sông là nước ngọt, độ muối trung bình 3,5% hiện nay của nước biển là do các sông đưa từ đất liền ra. Biết tổng số muối của đại dương và số muối hàng năm các sông đưa ra biển người ta tính ra tuổi vỏ trái đất.

Cả ba cách tính kể trên cũng như một vài cách tính khác đều không đủ cơ sở khoa học, nên những con số tính toán đều không đúng đắn. Việc định tuổi tuyệt đối của đá chỉ được thực hiện có cơ sở khoa học vào thế kỷ này, từ khi phát hiện hiện tượng phóng xạ. Đó là phương pháp xác định tuổi tuyệt đối dựa vào hiện tượng hoạt động phóng xạ của một số các nguyên tố chứa trong đá. Các nguyên tố hóa học thường có những đồng vị khác biệt nhau ở trọng lượng nguyên tử. Có những đồng vị bền vững (ổn định) và những đồng vị không bền vững do có hoạt động phóng xạ. Trong quá trình phá hủy phóng xạ, những đồng vị phóng xạ không bền vững biến đổi thành những đồng vị bền vững của nguyên tố khác, là sản phẩm cuối cùng của quá trình phá hủy phóng xạ. Thí dụ các đồng vị của chì Pb^{206} và Pb^{207} là sản phẩm cuối cùng của quá trình phá hủy phóng xạ các đồng vị Uran U^{238} và U^{235} . Tốc độ của quá trình phá hủy phóng xạ ở mỗi loại nguyên tố không thay đổi, không chịu ảnh hưởng của bất cứ tác nhân ngoại cảnh nào như nhiệt độ, áp suất v.v... Bằng thực nghiệm trong phòng thí nghiệm người ta có thể xác định được chu kỳ bán phá hủy của mỗi nguyên tố phóng xạ, tức là thời gian mà một khối lượng nào đó của chất phóng xạ bị phá hủy đi một nửa để biến thành đồng vị bền vững. Biết được chu kỳ bán phá hủy của chất phóng xạ, khối lượng của đồng vị bền vững do quá trình phóng xạ tạo nên trong đá ta có thể tính được tuổi tuyệt đối của đá chứa chất phóng xạ. Để xác định những đá cổ người ta chú ý đến những nguyên tố phóng xạ có chu kỳ bán phá hủy dài như Th^{232} có chu kỳ bán phá hủy 13,9 tỷ năm, U^{238} — 4,51 tỷ năm, U^{235} — 710 triệu năm. Đối với những đá trẻ người ta chú ý tới nguyên tố có chu kỳ bán phá hủy ngắn hơn và để xác định tuổi của di chỉ khảo cổ trong Đất từ người ta dùng cacbon phóng xạ (C^{14}) có chu kỳ bán phá hủy chỉ 5,5 đến 6 nghìn năm.

Ngày nay trong các phòng thí nghiệm phân tích tuổi tuyệt đối người ta thường sử dụng quá trình phóng xạ của các nguyên tố sau đây :



Tùy theo cặp chất phóng xạ và sản phẩm của nó được sử dụng để định tuổi mà người ta có phương pháp chì và heli, phương pháp argon, phương pháp stronxi v.v....

Để xác định tuổi tuyệt đối theo *phương pháp chì và heli* người ta chú ý tìm kiếm trong đá những khoáng vật chứa trên 1% Uran hoặc Thori như uranit, monaxit, ziacon, octit. Đó là những khoáng vật thường có thể gặp trong các đá magma. Theo phương pháp chì muốn có số liệu chính xác cần phải tìm được khoáng vật trong đá tươi, chưa chịu tác động của hoạt động phong hóa. Phương pháp heli có nhược điểm là bản thân heli khó được bảo tồn trong mạng tinh thể của khoáng vật.

Phương pháp acgon ngày nay được sử dụng rộng rãi trong việc xác định tuổi tuyệt đối của cả đá macma và trầm tích do Kali⁴⁰ phổ biến nhiều trong cả hai loại đá đó. Trong đá macma có thể dùng các khoáng vật như fenpat, mica v.v... còn trong đá trầm tích—gloconit, sinvin, cacnalit v.v..., nhưng phổ biến hơn cả là dùng mica và gloconit.

Phương pháp stronxi được dùng để xác định tuổi tuyệt đối cho các đá cổ Tiền Cambri vì thời kỳ bán phá hủy của rubi (Rb⁸⁷) để thành stronxi (Sr⁸⁷) rất dài (50 tỷ năm). Không có khoáng vật riêng chứa sản phẩm phóng xạ phá hủy của rubi mà stronxi ở dạng tạp chất lẫn trong khoáng vật chứa kali. Do đó trong phòng thí nghiệm người ta hay dùng hỗn hợp hai phương pháp stronxi và acgon để xác định tuổi tuyệt đối của đá. Kết quả của hai phương pháp kiểm tra và bổ sung cho nhau sẽ đáng tin cậy hơn.

Ngoài các phương pháp thông dụng trên, ngày nay để xác định tuổi tuyệt đối của đá người ta còn có những phương pháp khác, dựa vào hoạt động phóng xạ của nhiều nguyên tố khác như Te¹³⁰, La¹³⁸, Lu¹⁷⁶, Bi²⁰⁹, V⁵⁰, Sb¹²⁹ v.v....

Phương pháp Cacbon phóng xạ được dùng rộng rãi để xác định tuổi của các di tích lịch sử vì chu kỳ bán phá hủy của C¹⁴ chỉ 5,5 — 6 nghìn năm. Cacbon phóng xạ (C¹⁴) chứa trong di tích sinh vật do cây cối hấp thụ trong không khí nhờ hoạt động quang hợp. Do đó người ta hay dùng tro, mảnh cây hoặc thậm chí xương động vật để xác định tuổi tuyệt đối cho các di tích khảo cổ.

Sự ra đời của phương pháp xác định tuổi tuyệt đối của đá bằng phương pháp phóng xạ có ý nghĩa rất lớn trong khoa học địa chất, phương pháp này đã giải quyết được hàng loạt những vấn đề về tuổi của các thể địa chất mà trước kia không giải quyết được bằng các phương pháp khác, nhất là đối với việc xác định tuổi những thành tạo biến chất và macma. Dựa vào kết quả phân tích của các phòng thí nghiệm tính tuổi tuyệt đối người ta đã tính được tuổi của các đá thành tạo các khiên của nền cổ, tuổi và thời gian tồn tại của các nguyên đại và các hệ (xem bảng tuổi địa chất). Phương pháp cũng có ý nghĩa rất lớn đối với khoa học lịch sử, bằng C¹⁴ người ta đã xác định được tuổi của những di chỉ trong công tác khảo cổ, ngay cả đối với những hiện vật lịch sử có tuổi dưới 1000 năm người ta cũng dùng C¹⁴ để xác định, kết quả rất tốt.

Trong tình trạng hiện nay, định tuổi của đá bằng phương pháp phóng xạ cũng còn một số hạn chế. Trước hết là phương pháp được tiến hành trong các phòng thí nghiệm có thiết bị khá đắt và phức tạp, do đó giá thành của việc phân tích khá cao. Thứ hai, độ chính xác của các trị số thu được còn thấp. Sai số có thể tới 5%, như vậy nếu tính tuổi của đá Tiền Cambri có tuổi khoảng 1000 — 1500 triệu năm thì sai số có thể tới 50 đến 75 triệu năm. Con số này quá lớn (75.000.000 năm!) nếu ta nhớ rằng kỷ Đệ tứ chỉ có 1 triệu năm còn cả hai nguyên đại Mezozoi và Kainozoi cũng chỉ có 170 — 180 triệu năm tuổi. Ngay nay người ta cũng chỉ mới tính được tuổi của các nguyên đại và các kỷ, còn các đơn vị địa tầng nhỏ hơn thì chưa có những trị số tính toán thống nhất.

BẢNG TUỔI ĐỊA CHẤT QUỐC TẾ

ĐẠI (Giới)		KỶ (Hệ)	THẾ (Thông)	KỶ (Bậc)		KÝ HIỆU	Sự phân chia ở Bắc Mỹ (Theo R. Moore 1958)		
K A I N O Z O I - T Á N S I N H KZ	ĐỆ TỬ (ANTROPOGEN) Q		Holoxen (Hiện đại) Q ₂				N E O C E N	Pleistocene (Kể cả hiện đại)	
			Pleixtoxen Q ₁						
		ĐỆ I A M N	Triệu năm	Plioxen N ₂	(Châu Âu) Axti Piaxen Đaki Ponti	(Nam Liên Xô) Apseron Achagun Kimeri Ponti			Pliocene
			25 triệu năm	Mioxen N ₁	Meolit Sacmat Toton Henvet Buadigan	Meolit Sacmat Konka Karagam Chokrac Tackham Maikop			Miocene
			ĐỆ II P 41	Oligoxen P ₃	Cat Rupen Latofi	(Trung Á) Maxaget Xumxari Hanabat Ixfarin			Oligocene
				Eoxen P ₂	Priabon Lutexi Ipri	Rixtan Tuakextan Alai Xuzac			Eocene
	Paleoxen P ₁	Tanet Monti		Bukhara		Paleocene			
	67								
	M E Z O Z O I - T R U N G S I N H MZ	ĐỆ III K 70	Krêta muộn (thượng) K ₂	Senon K _{2sn}	Dani { Mastricht Campan Santon Coniac Turon Xenoman	K _{2d} K _{2m} K _{2cp} K _{2st} K _{2cn} K _{2t} K _{2cm}	Navarro Taylor Austin Eagle Ford Woodbine		
			Krêta sớm (hạ) K ₁	Neocom K _{1n}	Anba Apti { Barem Hoterip Valangin	K _{1ot} K _{1op} K _{1b} K _{1h} K _{1v}	Washita Frederiksburg Trinity Nuevo - lean Durango		
ĐỆ IV J 58		Jura muộn (thượng) Manmor J ₃	Titon J _{3t}	{ Vonga muộn (thượng) Vonga sớm (hạ) Kimeritji Ocfodi Calovi	J _{3v2} J _{3v1} J _{3k} J _{3o} J _{3c}	Portlandian Kimmeridgian Oxfordian			
		Jura giữa (trung) Đoge J ₂		Bat Bajot Aalen	J _{2bt} J _{2bj} J _{2a}	Callovian Bathonian Bajocian			
		Jura sớm (hạ) Liat J ₁		Toac Domera Plienbach Lolarinh Sinemua Hetang	J _{1t} J _{1d} J _{1p} J _{1l} J _{1s} J _{1h}	Toarcian Pliensbachian Sinemurian Hettangian			
ĐỆ V T 45		Triat muộn (thượng) T ₃	Ret Nori Cacni	{ (Trương đá Đức) Kéuper	T _{3r} T _{3n} T _{3c}	Bhaetian Norian Carnian			
		Triat giữa (trung) T ₂	Ladin Anizi (Viaglori)	{ Musencan Đá vôi vô sò ốc	T _{2l} T _{2a}	Ladinian Anisian			
		Triat sớm (hạ) T ₁	Campin (Olenec) Sêizi (Indi)	{ Bunsansten (Cát kết sặc sỡ)	T _{1cm} T _{1s}	Scythian			
240									
P A L E O Z O I - C Ō S I N H PZ		ĐỆ VI P 45	Pecmi muộn (thượng) P ₂	(Liên Xô) Tacta Kazan	(Châu Âu) P ₂ Thuring	P _{2t} P _{2kz}	Ochoan		
				Kungua Actin Sacma	P ₂ Saxon P ₁ Autun	P _{1kg} P _{1a} P _{1s}	Guadalupian Leonardian		
							Wolfcampian		
	ĐỆ VII C 55	Cacbon muộn (thượng) Silezi C ₂	(Quốc tế) Stefan	(Liên Xô) Gjeli Caximop Moscop Baskia Namua	{ C ₃ C ₂ C ₁	C _{2s} C _{2w} C _{2n} C _{1v} C _{1t}	Virgilian Missourian Desmoinesian Bendian Morrowan Springeran Tennessean Waverlyan		
		Cacbon sớm (hạ) Đinan C ₁	Vize Tuane	Vize Tuane					
		ĐỆ VIII D 70	Đevon muộn (thượng) D ₃		Famen Frasni	D _{3fm} D _{3fr}	Conewango Cassadagan Chemung Fingerlakes		
	Đevon giữa (trung) D ₂			Givet Eifen (Cavin)	D _{2gv} D _{2e}	Taghanic Troughniogan Cazenovian			
	Đevon sớm (hạ) D ₁			Emxi Siegen Gedin	D _{1em} D _{1s} D _{1gd}	Onesquethaw Deerpark Helderberg			
	ĐỆ IX S 30	Silua muộn (thượng) S ₂	Lutlop muộn (thượng) Lutlop sớm (hạ)	(Anh) Đaoton Lutlop	S _{2d} S _{2l}	Cayugan			
		Silua sớm (hạ) S ₁		Venloc Landoveri	S _{1w} S _{1ln}	Niagaran Medinan			
	ĐỆ X O 60	Ôđovic muộn (thượng) O ₃		Asgin Caradoc	O _{3a} O _{3c}	Cincinnatian			
		Ôđovic giữa (trung) O ₂		Landeilo		Champlainian			
		Ôđovic sớm (hạ) O ₁		Arenic Tremadoc	O _{1ar} O _{1t}	Canadian			
	ĐỆ XI E 70	Cambri muộn (thượng) E ₃	Potđam	(Tỉnh Đại Tây Dương) Olenus		Croixian			
		Cambri giữa (trung) E ₂	Acadi	Paradoxides		Albertan			
		Cambri sớm (hạ) E ₁	Geogi	Holmia		Waucoban			
	570								
	TIỀN CAMBRI	Proterozoi Ackêi Thái cổ Nguyên sinh AR	~ 2000	(Khiên Bantic) Jotn Jatuli Kaleva	(Liên Xô) Rifêi Proterozoi	(Trung Quốc) Sini Huto		Keweenawan Huronian { Animikie Cobalt Bruce	
~ 2600			Botni Svioni		Taisan		Timiskaming Keewatin		

BẢNG TUỔI ĐỊA CHẤT

Trên cơ sở các thành tựu của công tác nghiên cứu địa tầng ta đã nói trên kia, khoa học địa chất đã xác lập được thang địa tầng quốc tế. Bằng phương pháp phóng xạ, người ta lại tính được tuổi tuyệt đối của các giới (nguyên đại) và các hệ (kỷ). Sau đây là bảng tuổi địa chất quốc tế và cũng là biểu địa tầng quốc tế. Việc phiên âm tên các phân vị trong bảng dựa theo « Quy định về quy tắc phiên thuật ngữ nước ngoài ra tiếng Việt » của Ủy ban Khoa học xã hội. Một số các phân vị dựa theo quyết định mới của hội nghị địa chất quốc tế. Các phân vị của Tiền Cambri chỉ mang tính chất địa phương của nơi được nghiên cứu kỹ trên thế giới. Một số các ký hiệu của kỷ và nguyên đại cũng đổi mới theo quy định quốc tế mới. Một số nhà địa chất thường sử dụng cách phân chia địa tầng thông dụng ở Mỹ nhiều khi không ứng với bảng tuổi địa chất quốc tế, vì thế trong bảng này cũng đưa thêm cột phân chia địa tầng ở Mỹ bằng nguyên văn tiếng Anh để tiện đối chiếu với các văn liệu của họ khi cần thiết. Về cơ bản, bảng này dựa theo bảng do Tống Duy Thanh và Vũ Khúc biên soạn (Tập san Sinh vật — Địa học, tập VIII, số 3 — 4, 1970).

NHỮNG VẤN ĐỀ CƠ BẢN TRONG CẤU TRÚC VỎ QUẢ ĐẤT HIỆN NAY

Toàn bộ bề mặt vỏ quả đất vào khoảng 510 triệu km^2 , trong đó hơn 70% (361 triệu km^2) là biển và chỉ khoảng gần 30% (149 triệu km^2) là lục địa. Cho đến nay khoa học địa chất nghiên cứu chưa được bao nhiêu về hình thái, cấu trúc vỏ quả đất ở dưới đáy các biển và đại dương.

Bề mặt vỏ quả đất không có hình thái giống nhau. Tuy người ta nói bề cao trung bình của lục địa là 875m, nhưng ở mỗi nơi độ cao lại khác, trong khi đỉnh Chomolungma ở dải Hymalaya cao đến 8882m, thì nhiều cánh đồng bằng độ cao so với mực nước biển chỉ kể hàng mét, như ở phía đông đồng bằng Bắc Bộ thì độ cao nhiều nơi chưa đến 1m. Còn đáy biển, độ sâu trung bình 3800m nhưng ở những vùng thềm lục địa như miền ven bán đảo Đông Dương độ sâu không quá 200 — 300m, trong khi đó ở nhiều nơi như vùng biển giữa Nhật Bản và Viễn Đông Liên Xô sâu đến 5000 — 6000m, nơi biển sâu nhất thế giới là hồ Marian ở Thái Bình Dương, đạt tới gần 11km.

Bề mặt lục địa rất phức tạp, có những nơi mặt đất bằng phẳng trải trên một diện tích đến hàng triệu km^2 như vùng đồng bằng Nga, Nam Mỹ (lưu vực sông Amazon) v.v... Trong khi đó có những vùng núi, địa hình bị chia cắt phức tạp như vùng cao nguyên Tây Tạng, vùng núi Hymalaya, vùng núi Tây Bắc Việt Nam và dải Trường Sơn. Tính chất phức tạp của bề mặt đáy biển cũng không kém gì bề mặt lục địa. Theo những kết quả nghiên cứu mới của khoa hải dương học thì đáy biển cũng có những dải núi ngầm lớn và những vùng bằng phẳng.

Sự phức tạp của bề mặt địa hình lục địa và đáy biển do nhiều tác nhân khác nhau gây nên, nhưng chúng có liên quan mật thiết nhất đối với tính chất cấu trúc của vỏ quả đất.

Khoa học địa chất đã nắm được bản chất của các dạng cấu trúc vỏ quả đất ở lục địa gồm hai phạm trù cơ bản nhất là nền và địa mảng; liên quan đến hai phạm trù cấu trúc cơ bản đó có những kiểu cấu trúc quan trọng mà chúng ta sẽ đề cập đến trong chương này.

ĐỊA MẢNG

SỰ RA ĐỜI VÀ PHÁT TRIỂN CỦA LÝ THUYẾT ĐỊA MẢNG

Từ lâu khoa học địa chất đã xác nhận rằng ở nhiều vùng núi các tầng đá bị uốn nếp phức tạp, các cấu trúc đó được nghiên cứu mô tả khá đầy đủ ở nhiều nơi, song nguyên nhân và quy luật lịch sử phát triển các cấu tạo đó vào nửa đầu thế

kỷ 19 trở về trước chưa được giải quyết. Sự ra đời của lý thuyết về địa máng (geosyncline) có thể coi như là một thành tựu vĩ đại trong khoa học địa chất. Lý thuyết về địa máng đã làm nền tảng cho việc giải quyết hàng loạt vấn đề cơ bản về cấu trúc và lịch sử phát triển của vỏ quả đất. Là một thành tựu lớn của khoa học địa chất, hơn 100 năm từ ngày ra đời đến nay, lý thuyết về địa máng đã được các thế hệ khác nhau của những nhà địa chất tài năng bổ sung và chỉnh lý. Người đầu tiên đề xuất khái niệm về địa máng là nhà địa chất I-lôn (J. Hall) và sau đó, một nhà địa chất Mỹ khác là Đana (J. D. Dana) phát biểu có hệ thống dựa vào việc nghiên cứu vùng núi Apalat. Về sau học thuyết địa máng được các nhà địa chất Oắc (E. Haug, người Pháp), Stin (H. Stille, người Đức), Ackhangenski (người Nga) tiếp tục phát triển hoàn thiện. Trong mấy chục năm gần đây hàng loạt các công trình nghiên cứu tiếp tục phát triển, chỉnh lý và hoàn thiện học thuyết về địa máng. Đáng kể trước tiên là các công trình của các nhà địa chất Xô viết như Shatski, Khain, Peivé v.v..., của các nhà địa chất Mỹ Shushec (Schuchert), Key (Kay), nhà địa chất Pháp Obuin (Aubouin) và nhiều người khác.

ĐẶC TÍNH CỦA ĐỊA MÁNG

Một cách đơn giản, ta có thể hiểu địa máng là một khu vực của vỏ quả đất có tính chất hoạt động mạnh mẽ, bị sụp võng và hình thành trầm tích dày, hoạt động macma mạnh, về sau khu vực bị uốn nếp và biến thành vùng có cấu trúc uốn nếp phức tạp và đá bị biến chất.

Qua nhiều công trình nghiên cứu của các nhà địa chất, ngày nay người ta đã có thể tổng kết được những đặc điểm của một địa máng điển hình.

1) Trước hết địa máng là một miền vỏ quả đất hoạt động sụp võng mạnh mẽ. Sự sụp võng của địa máng đã tạo thành những khu biển sâu, thông thường những khu biển này có dạng kéo dài, với bề dài hàng trăm kilômét, có khi hàng nghìn kilômét, trong khi đó bề rộng chỉ hàng chục hoặc hàng vài trăm kilômét. Đặc tính về hình thái kéo dài (hay tuyến tính) là một nét rất đặc trưng của địa máng. Trong hình thái cấu tạo này tương đá thay đổi rất nhanh chóng theo hướng cắt ngang qua địa máng, còn dọc theo hướng kéo dài của địa máng tương đá ít thay đổi. Sự sụp võng của địa máng đã xảy ra với tốc độ lớn và diễn ra trong quá trình địa chất lâu dài, do đó trong khu vực địa máng đã hình thành một bề dày trầm tích rất lớn, nhiều khi đạt tới vài chục nghìn mét, với thành phần và tương đá phức tạp. Thí dụ như vùng biển Nhật Bản mà người ta coi là một địa máng hiện đang hoạt động có độ sâu tới 5000 — 6000m, trong khi đó ngay trên đất liền kề cận ở Viễn Đông Liên Xô và Nhật Bản ta gặp những núi cao 3 — 4 nghìn mét. Bề dày trầm tích của giai đoạn địa máng ở miền Trường Sơn nước ta có thể đạt tới trên mười nghìn mét. Quá trình sụp võng và quá trình tích đọng trầm tích diễn ra đồng thời, tuy nhiên trong giai đoạn đầu của hoạt động địa máng thì thông thường là tốc độ sụp lún lớn hơn tốc độ trầm tích, do đó khu biển địa máng hoạt động thường ở trạng thái biển sâu.

2) Ở vùng địa mảng các hoạt động đứt gãy và macma diễn ra mạnh mẽ. Sự sụp võng của địa mảng do nhiều nguyên nhân khác nhau, mà chủ yếu là các nguyên nhân nội lực. Những đứt gãy sâu chính là một trong những nguyên nhân trực tiếp chủ yếu nhất gây nên sụp võng. Những đứt gãy sâu của vỏ quả đất cũng gây nên hiện tượng phun trào mạnh mẽ vào giai đoạn đầu và xâm nhập vào giai đoạn cuối của địa mảng. Các dung dịch macma nóng chảy trong lòng quả đất theo các đứt gãy xuyên lên. Trong giai đoạn đầu của địa mảng phần lớn chúng tạo thành các tầng đá núi lửa ngằm dưới đáy biển xen với các đá trầm tích, còn ở giai đoạn cuối chúng thường tạo thành các khối xâm nhập. Hoạt động đứt gãy, macma và động đất là những hiện tượng có mối liên quan chặt chẽ với nhau.

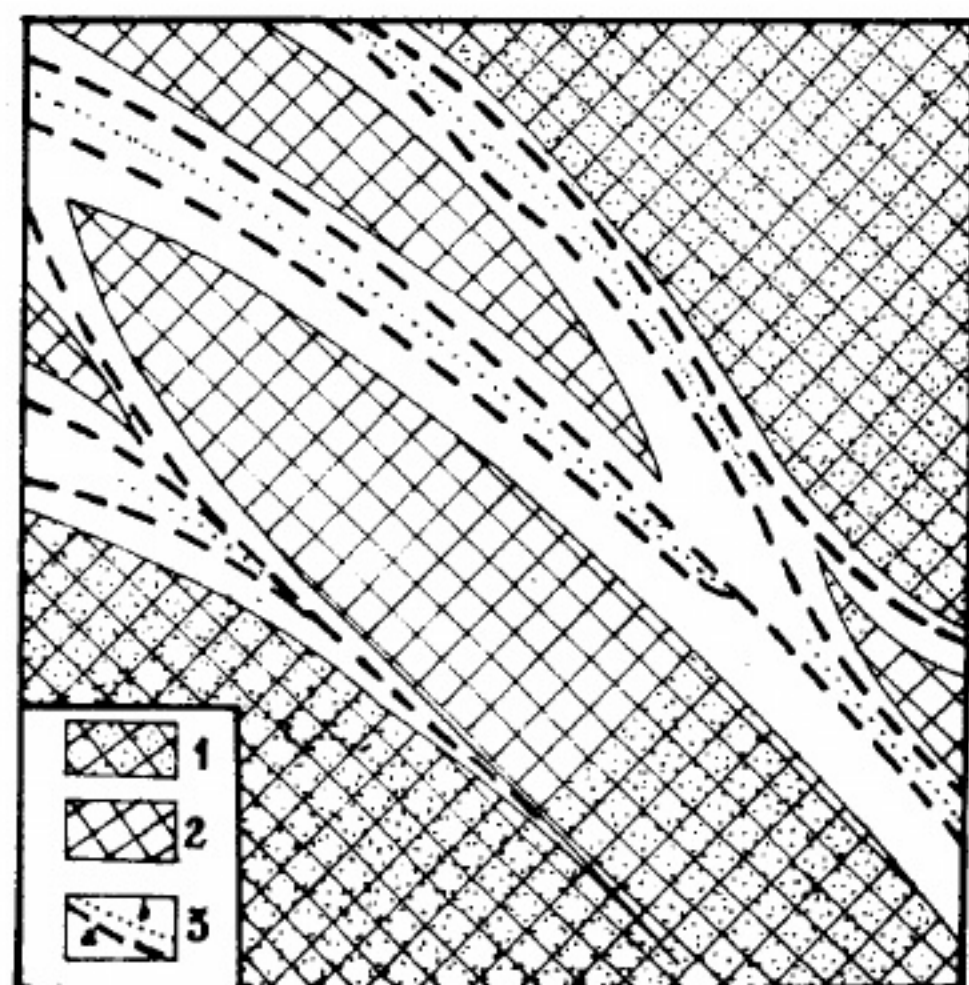
3) Các thành tạo đá của địa mảng bị uốn nếp mạnh mẽ, phức tạp và bị biến chất cao. Trong các khu vực uốn nếp của vỏ quả đất — tức là khu vực trước kia đã trải qua hoạt động địa mảng — đá bị uốn nếp, đảo lộn, ta gặp nhiều hình thái thể nằm phức tạp từ nhỏ đến lớn và cũng không hiếm hiện tượng uốn nếp đảo ngược. Cùng với hiện tượng uốn nếp, đá cũng bị nhiều đứt gãy làm phức tạp thêm cấu trúc của vùng.

Các thành tạo đá của địa mảng bị biến chất cao khác hẳn với các thành tạo đá của miền nền. Mức độ biến chất thay đổi tùy từng điều kiện riêng biệt của địa mảng. Có nhiều trường hợp các phức hệ đá của địa mảng tuổi Paleozoi hoặc Meozozoi nhưng đã biến chất cao như đá tuổi tiền Cambri như các đá phiến kết tinh, các đá gơnai v.v...

CẤU TRÚC CỦA ĐỊA MẢNG — CÁC LOẠI ĐỊA MẢNG

Hình 4-1, Cấu trúc địa mảng.

1. Vùng cấu trúc nền ; 2. địa khối giữa ; 3. hệ địa mảng : a — võng địa mảng (nội địa mảng), b — địa võng.



Địa mảng theo khái niệm ban đầu là vùng sụp võng kéo dài (tuyến tính), song từ ngày học thuyết địa mảng ra đời đến nay nhiều thành tựu của nhiều nhà nghiên cứu cho thấy rằng cấu trúc của địa mảng khá phức tạp. Bên cạnh miền sụp võng vẫn có mặt những cấu tạo nổi cao hay còn gọi là cấu tạo dương. Khain và Seinman đã tổng kết và phân chia địa mảng theo cấu tạo và tính chất như sau (hình 4-1)

1. Vồng địa máng

Vồng địa máng bao gồm những vùng sụp vồng riêng biệt của địa máng (h.4-1), thông thường mỗi vồng địa máng có bề rộng khoảng mấy chục kilômet, có khi tới một vài trăm kilômet và dài hàng trăm kilômet. Ở vùng địa máng, sự sụp vồng sâu hình thành những thành hệ đá đặc trưng như thành hệ núi lửa (spilit — diaba — kôratofia), thành hệ đá phiến (grauvac — đá phiến), thành hệ flit.

Các vồng địa máng (còn có tên gọi là nội địa máng — intragéosinclinal) phân cách nhau bằng những cấu trúc nổi cao gọi là địa vồng (géoanticline) hay còn có tên gọi là nội địa vồng (intragéoanticline). Về kích thước, địa vồng có thể có bề dài gần như vồng địa máng nhưng bề rộng thì kém hơn (thông thường 10 - 15 km). Thường thì giữa vồng địa máng và địa vồng kế cận có những đứt gãy sâu phân cắt. Về mặt cấu trúc, địa vồng có thể là vùng chịu tác dụng uốn nếp trước và thành vùng nâng cao giữa các vồng địa máng, cũng có thể là tàn dư của một cấu trúc nâng cao cổ hơn.

Trong trạng thái vùng uốn nếp hiện nay người ta có thể phân biệt vùng địa vồng với vồng địa máng qua phân tích các thành hệ trầm tích và bề dày của chúng. Ở địa vồng bề dày trầm tích mỏng hơn ở vồng địa máng và thường có gián đoạn địa tầng hoặc vắng mặt một số phân vị địa tầng có ở vồng địa máng.

2. Hệ địa máng

Hệ địa máng là một nhóm các vồng địa máng và địa vồng xen kẽ song song nhau (h.4-1). Hệ địa máng là một miền đầy đủ các yếu tố cơ bản của địa máng có tính chất hoạt động mạnh mẽ và về sau bị uốn nếp nâng cao trở thành miền ổn định của vỏ quả đất. Thông thường hệ địa máng đạt kích thước vài ba trăm kilômet bề rộng và một vài nghìn kilômet bề dài. Theo chiều ngang, hệ địa máng ngăn cách với hệ địa máng kế cận bằng địa khối giữa. Còn trong một khu vực địa máng hoặc một đại địa máng có nhiều hệ địa máng nối tiếp nhau theo chiều dọc. Vùng chuyển tiếp giữa hệ địa máng này và hệ địa máng kế cận thường là vùng hoạt động yếu, chịu tác dụng sụp vồng song không bị kéo vào hoạt động uốn nếp ở cuối chu kỳ của quá trình phát triển hệ địa máng. Cũng có khi các hệ địa máng bị ngăn cách theo chiều dọc bằng những cấu tạo nổi cao ổn định hoặc bằng hệ thống các đứt gãy sâu.

Để làm ví dụ cho hệ địa máng có thể kể đến vùng cấu trúc caledonit của bán đảo Scandina, Uran, nam Thiên Sơn, Capca Lớn v.v... Miền uốn nếp Tây Việt Nam từ bờ phải sông Hồng đến vùng núi Trường Sơn cũng có thể coi là một hệ địa máng.

3. Khu vực địa máng.

Khu vực địa máng là một tổng thể gồm nhiều hệ địa máng và địa khối giữa và là từng đoạn của một đại địa máng. Trong mỗi khu vực địa máng có thể có

hai — ba hệ địa mảng song song nhau và những địa khối giữa (h. 4-1). Khu vực địa mảng bị giới hạn hai bên bề ngang bởi các nền lục địa hoặc nền đại dương. Mỗi khu vực địa mảng trong đai địa mảng mang đặc tính riêng về đặc tính cấu trúc và nhất là về thời gian uốn nếp.

Trong đai địa mảng tây Thái Bình Dương, người ta phân biệt từ bắc xuống nam các khu vực địa mảng Veckhoian — Chucotca, Nhật Bản — Camsatca, Philipin — Indonêxia, Tân Ghinê — Tân Tây Lan. Trong những khu vực địa mảng khác nhau các chu kỳ kiến tạo uốn nếp biểu hiện khác nhau, có khu vực biểu hiện của chu kỳ hecxin mạnh mẽ, có khu vực chủ yếu có cấu trúc mezozoit, cũng có khu vực biểu hiện chủ yếu là cấu trúc anpit.

Trong thành phần của khu vực địa mảng, xen giữa các hệ địa mảng là các *địa khối giữa* (median mass — massif intermédiaire), đó là một cấu trúc nổi cao được hình thành trong những đại chu kỳ hoạt động trước của địa mảng. Thí dụ trong các khu vực địa mảng hoạt động ở Nguyên sinh (Proterozoi) thì địa khối giữa được hình thành từ Thái cổ (Ackeri), còn những khu vực địa mảng Neogei (giai đoạn kiến tạo hay đại chu kỳ từ Proterozoi muộn đến nay) thì các địa khối giữa được hình thành từ đầu và giữa Proterozoi. Các đá cấu tạo nên cơ sở của địa khối giữa cũng tương tự như đá của móng các nền cổ: là những đá trải qua biến chất khu vực cao, có nhiều xâm nhập granitoit xuyên qua.

Về mặt cấu trúc và lịch sử phát triển địa khối giữa có những nét trung gian giữa địa mảng và nền. Các thành hệ trầm tích mỏng và uốn nếp yếu ở địa khối giữa giống với nền. Địa khối giữa khác với nền và gần gũi với địa mảng ở đặc điểm hoạt động của magma, chủ yếu là hoạt động phun trào và nhiều khi cũng có hoạt động xâm nhập. Thành phần phun trào thường có độ kiềm cao, còn thành phần xâm nhập là granitoit. Ở rìa ranh giới của địa khối giữa và hệ địa mảng thường có những đới hẹp phổ biến magma bazơ và siêu bazơ gọi là « đới khâu otiolit ».

Địa khối giữa thường có hình dạng tròn góc cạnh hoặc hình kéo dài kiểu bầu dục v.v..., kích thước của chúng có thể tới một vài trăm kilômét bề ngang và có khi tới nghìn kilômét bề dọc. Người ta còn phân biệt mấy loại địa khối giữa

a) Loại thứ nhất là những mảnh của nền cổ giữ nguyên tình trạng, suốt trong giai đoạn hoạt động của khu vực địa mảng, như địa khối Tarim đã được coi như phần kế tiếp của nền Trung Quốc về phía tây. Loại này nhiều khi cũng được coi như một khối nền biệt lập.

b) Loại thứ hai là vùng được hình thành cuối các chu kỳ phát triển trước của khu vực địa mảng, như địa khối Bohêm ở phía đông khu vực địa mảng Trung Âu.

c) Loại địa khối thứ ba là những mảnh của miền cung rấn từ trước và v. sau diện tích được mở rộng nhờ những đới uốn nếp muộn hơn ở rìa xung quanh.

địa khối. Những đới uốn nếp này tất nhiên vẫn được hình thành trước giai đoạn kết thúc của khu vực địa mảng. Theo Khain địa khối giữa Indosinia thuộc loại này (Đông Thái Lan, Nam Lào, Nam Trung Bộ) và coi vùng uốn nếp hecxinit ở rìa đông bắc của địa khối (nam Trường Sơn) là miền uốn nếp gia nhập địa khối giữa trong khu vực địa mảng Đông Nam Á, kết thúc địa mảng vào Trung sinh (Mezozoi).

Trong quá trình hoạt động của địa mảng, tuy là miền đã được cứng rắn hóa từ trước, địa khối giữa cũng chịu ảnh hưởng trực tiếp của hoạt động địa mảng. Khi địa mảng sụp võng sâu, địa khối giữa cũng có thể bị biến ngập, nhưng thường là biến cạn; nhiều khi chúng vẫn là vùng nổi cao hoặc chỉ phần rìa bị kéo sụp võng theo với sự sụp võng của hệ địa mảng kế cận. Trong giai đoạn uốn nếp tạo núi ở hệ địa mảng, thì ở miền rìa của địa khối giữa thường hình thành miền sụp võng giữa các núi hoặc cũng có khi lại dâng thành miền nổi cao.

4. Đại địa mảng

Đại địa mảng mang tính chất toàn cầu, đó là những dải gồm nhiều đoạn, mỗi đoạn là một khu vực địa mảng. Đại địa mảng bị giới hạn hai bên bằng những nền cổ lục địa hoặc một bên nền lục địa một bên nền đại dương. Thí dụ đại địa mảng Địa Trung Hải (Tetis) bị kẹp giữa các nền Đông Âu ở phía bắc và nền Phi — Ấn ở phía nam, còn đại địa mảng Thái Bình Dương bị kẹp giữa các nền đại lục Siberi — Trung Quốc — Bắc Mỹ, Nam Mỹ và nền đại dương Thái Bình Dương.

Hoạt động của đại địa mảng trải qua nhiều chu kỳ. Thí dụ đại địa mảng Địa Trung Hải ở phần phía tây hoạt động vào chu kỳ caledoni, một số ở chu kỳ hecxin, một phần lớn thuộc chu kỳ anpi (bao gồm các pha lớn kimeri và anpi theo nghĩa hẹp). Cũng nhiều khi đại địa mảng ở giai đoạn sau hoạt động chồng trên những cấu trúc đã hình thành ở chu kỳ trước.

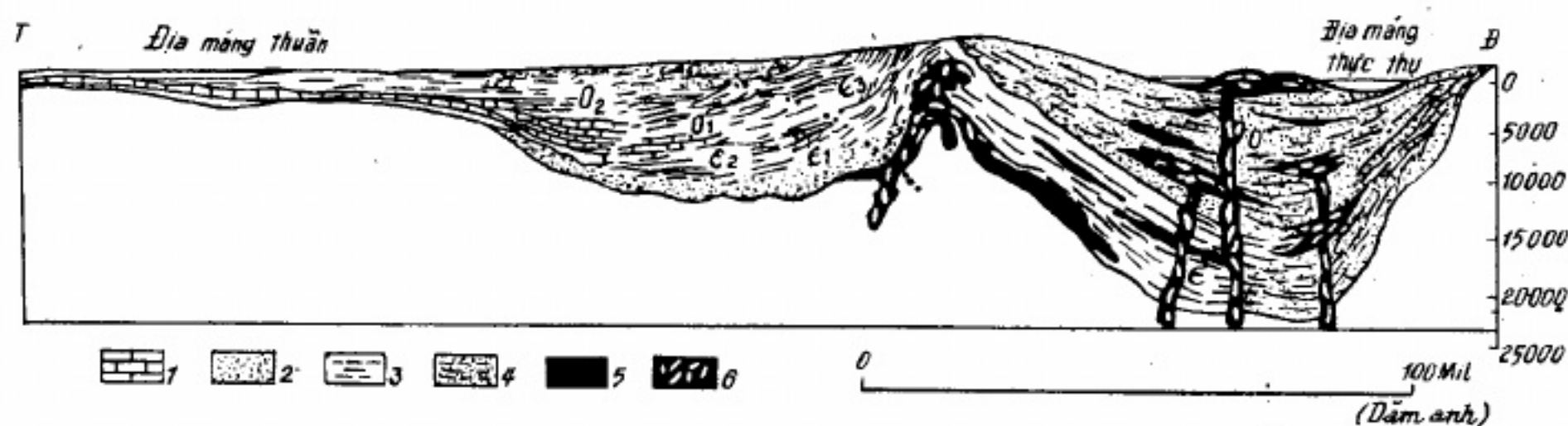
Đại địa mảng bao trùm những diện tích rất lớn, như đại địa mảng Địa Trung Hải kéo dài đến 20 nghìn kilômet còn đại địa mảng Thái Bình Dương kéo dài tới 45 nghìn kilômet, bề rộng của chúng cũng kể nghìn kilômet. Thời gian hoạt động của đại địa mảng kéo dài đến tỷ năm, hai đại địa mảng điển hình hiện đang hoạt động là đại Thái Bình Dương và đại Địa Trung Hải đã hoạt động từ trên một tỷ năm. Trong quá trình đó từng phần của chúng đã cứng rắn hóa (uốn nếp — tạo núi) vào các chu kỳ baican, caledoni, hecxin và anpi, phần còn lại đến nay đang hoạt động mạnh mẽ: sụp võng sâu, núi lửa nhiều, giữa các miền sụp võng sâu có những cung đảo kiểu địa võng hoặc địa khối giữa.

5. Các hình loại địa mảng

Trong một hệ địa mảng không phải các võng địa mảng đều có tính chất như nhau. Những võng địa mảng ở phía ngoài, tiếp cận với nền đại lục có đặc điểm là hoạt động macma yếu, trong đó có thể có một số ít phun trào bazơ, còn xâm

nhập chỉ thỉnh thoảng có mạch gabbro—điaba và granitoit sâu. Các thành hệ trầm tích thường là đá phiến, đá vôi, flit ít bị biến chất. Nhà kiến tạo Stin (H. Stille) gọi kiểu vồng địa mảng này là *miogéosyncline* (gốc chữ Hy Lạp — mio = kém, yếu); dựa theo gốc chữ và tính chất của kiểu vồng địa mảng này ta có thể gọi là *địa mảng thuần*⁽¹⁾. Ngược lại, các vồng địa mảng ở phía trong của hệ địa mảng, tiếp cận với địa khối giữa hoặc nền đại dương lại có hoạt động magma bao gồm cả phun trào và xâm nhập rất mạnh mẽ (h. 4-2). Ở những vồng địa mảng này rất phổ biến các thành hệ phun trào spilit — điaba — keratofia, còn xâm nhập thì bao gồm cả bazơ, siêu bazơ và các granitoit kiểu batolit, magma thường phân bố nhiều dọc theo các đứt gãy sâu ở phần tiếp cận giữa vồng địa mảng và địa khối giữa. Các thành hệ đá trầm tích chịu tác dụng biến chất khu vực cao, từ đá phiến biến chất cho đến đá phiến kết tinh, thậm chí có khi là granit hóa. Như vậy kiểu vồng địa mảng này mang tính chất thực thụ của một địa mảng điển hình. Stin gọi kiểu vồng địa mảng này là *eugéosyncline* (gốc chữ Hy Lạp : eu — thực thụ). Dựa theo gốc chữ và tính chất của hoạt động như ta vừa trình bày trên đây, có thể gọi kiểu vồng địa mảng này là *địa mảng thực thụ*⁽²⁾.

Các địa vồng ngăn cách các vồng địa mảng trong một hệ địa mảng cũng gồm một loại có hoạt động magma mạnh và một loại không có hoạt động magma, giống như các cung đảo núi lửa và các cung đảo không có núi lửa trong các địa mảng hiện tại. Nhà địa chất Pháp Obuin (Aubouin) gọi là *eugéoanticline* và *miogéoanticline*, ta có thể gọi là *địa vồng thực thụ* khi có magma hoạt động và *địa vồng thuần* khi vắng mặt magma (h. 4-2). Để làm ví dụ cho địa mảng thực thụ và địa mảng thuần có thể kể đến hoạt động địa mảng Apalat (Bắc Mỹ) vào kỷ Cambri và Ordovic (h. 4-2).



Hình 4-2. Địa mảng thuần và địa mảng thực thụ ở Apalat (Bắc Mỹ)
(theo Key J.)

1. đá vôi và dolomit; 2. cát kết, quaczit; 3. đá phiến sét và aspit;
4. đá phiến bột kết, đá grauvac; 5. dung nham; 6. xâm nhập bazơ.

(1) Tự điển Địa chất Nga — Việt (NXB — KHKT, 1970) dịch là địa mảng ven. Thuật ngữ địa mảng ven chưa đáp ứng được nội dung vì không phải khi nào loại địa mảng này cũng có vị trí «ven» nền.

(2) Tự điển Địa chất : chân địa mảng.

CÁC GIAI ĐOẠN HOẠT ĐỘNG CỦA ĐỊA MÁNG

Quy luật chung của hoạt động địa máng là trong một chu kỳ kiến tạo lúc đầu địa máng bị sụp võng mạnh mẽ và tích đọng trầm tích dày rồi sau đó bị nâng cao thành vùng núi uốn nếp. Quá trình uốn nếp nâng cao gọi là quá trình nghịch đảo kiến tạo, tức là biến đổi đảo ngược vùng sụp võng thành vùng nổi cao.

Trong lịch sử vỏ quả đất chắc chắn đã xảy ra nhiều chu kỳ kiến tạo. Chỉ kể từ cuối Proterozoi, nhờ được sự nghiên cứu kỹ người ta đã có thể xác định được rõ ràng và chắc chắn một số chu kỳ. Từ đó đến nay có 6 chu kỳ là: grenvin, baican (trước Cambri), caledoni (Paleozoi sớm đến Silua), hercyn hay varisca (Paleozoi giữa — muộn), kimeri (Mezozoi sớm — giữa) và anpi (Mezozoi muộn — Kainozoi). Tất cả quãng thời gian phát triển của 6 chu kỳ kiến tạo trên đây gộp lại thành một giai đoạn lớn hay đại chu kỳ neogei.

Trong mỗi chu kỳ hoạt động địa máng đều trải qua bốn giai đoạn phát triển rõ rệt.

1. Giai đoạn thứ nhất hay giai đoạn khởi đầu

Giai đoạn này địa máng bắt đầu sụp võng và mở rộng phạm vi lãnh thổ. Phần vỏ quả đất của các võng địa máng bị sụp võng mạnh mẽ với tốc độ lớn, tạo biển sâu và do đó tạo thành bể dày trầm tích lớn. Khu vực của địa máng mở rộng lôi kéo thêm phần lãnh thổ trước kia là đất liền thành miền sụp võng. Thành phần của trầm tích lúc này chủ yếu là cát sét hay còn gọi là các thành hệ aspit.

Sự sụp võng sâu, tốc độ nhanh của địa máng kèm theo hoạt động mạnh mẽ của magma xuyên lên theo những đứt gãy sâu, mà chính cũng do những đứt gãy sâu này đã tạo nên sự sụp võng của địa máng. Magma hoạt động dưới dạng những phun trào ngầm, đông lạnh nhanh. Thành phần của chúng chủ yếu là phun trào bazơ từ dưới vỏ bazan. Đó là các loại spilit, diaba, pofirit và một số có độ axit và kiềm cao hơn như keratofia, anbitofia cùng với một số ít các loại tuf núi lửa; tất cả chúng gộp nên thành hệ spilit — diaba — keratofia là một thành hệ đặc trưng của giai đoạn khởi đầu của địa máng. Thành hệ này cũng có dạng xâm nhập kiểu các thể á núi lửa dạng via gabro — diaba. Đi kèm theo thành hệ spilit — diaba — keratofia là các loại đá phiến silit, ngọc bích. Sự hình thành của các loại đá silit này có nguồn gốc từ nhiệt dịch ngầm dưới nước và cũng do núi lửa tạo nên.

Các thành hệ aspit và spilit — diaba — keratofia được thành tạo đồng thời, do đó chúng thường xen kẽ nhau cả theo chiều ngang và chiều đứng của mặt cắt địa chất.

Gần cuối của giai đoạn khởi đầu, trong những địa máng thực thụ thường có hoạt động xâm nhập siêu bazơ.

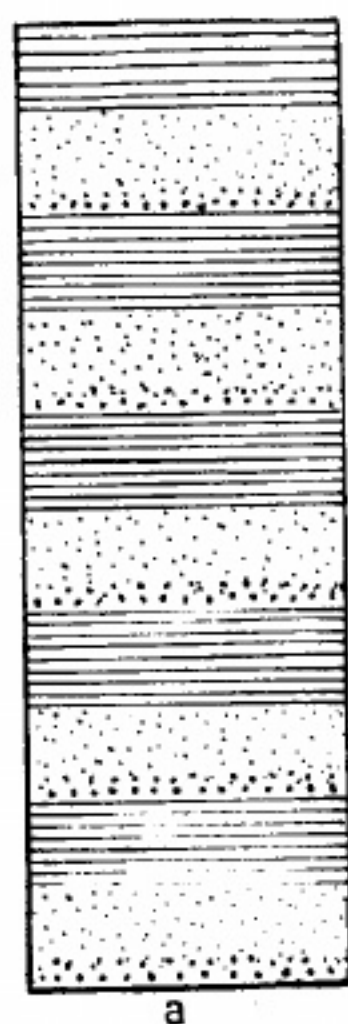
Các dạng phun trào bazơ và xâm nhập (á núi lửa) bazơ, siêu bazơ trong giai đoạn khởi đầu địa mảng còn được gọi là thành hệ ofiolit.

Cuối giai đoạn thứ nhất của địa mảng có thể xảy ra nghịch đảo bộ phận ở vồng địa mảng sâu nhất và hình thành những nội địa vồng. Sự uốn nếp bộ phận này kèm theo xâm nhập granit đầu tiên trong chu kỳ địa mảng.

Thành hệ trầm tích lục nguyên — cát sét được gọi tên là thành hệ aspit do phần lớn chúng là các loại sét đen, về sau do biến chất chúng trở thành đá phiến đen rắn chắc, ở châu Âu gọi là đá aspit. Thành hệ aspit của giai đoạn đầu địa mảng thường rất dày: 4—5km, có nơi đến 8—10km (Jura hạ — trung ở Đại Capca) hoặc đến 12km (thành hệ aspit Devon ở Đức). Nguồn vật liệu của thành hệ aspit phần lớn được đưa từ nền kề cận, khi đó nền còn ở trạng thái tương đối cao, ngoài ra cũng có phần từ địa khối giữa hoặc nội địa vồng. Cũng có trường hợp địa khối giữa trở thành nguồn cung cấp vật liệu chính.

Xâm nhập granitoit ở cuối giai đoạn này thường là plagiogranit hay granit sienit (thành hệ gabbro — plagiogranit). Các khối xâm nhập này thường không lớn và có dạng chĩnh hợp với đá vây quanh, chúng thường có cấu tạo dạng gonalai. Hoạt động xâm nhập này thường được gọi là xâm nhập đồng kiến tạo (nhiều nhà nghiên cứu thạch học cho rằng có mối liên quan chặt chẽ về nguồn gốc giữa các thành hệ gabbro — plagiogranit và spilit — diaba — keratofia, chúng chỉ là những dẫn xuất của một nguồn macma cơ bản). Đá của thành hệ plagiogranit này có thể chuyển tiếp dần sang đá vây quanh ở dạng granit hóa.

2. Giai đoạn thứ hai hay giai đoạn trước tạo núi.



Hình 4-3. Cấu tạo nhịp của flit.
a. Các nhịp trong thành hệ flit;
b. Vết chữ cổ ở mặt dưới lớp thô.

Hoạt động uốn nếp bộ phận tạo địa vồng và xâm nhập của giai đoạn thứ nhất đã làm thay đổi ít nhiều về bình đồ cấu trúc và hoàn cảnh địa lý tự nhiên của địa mảng. Trong hệ địa mảng, vào giai đoạn thứ hai này, xuất hiện nhiều quần đảo dạng cung phân cách các vịnh biển sâu.

Thành hệ trầm tích điển hình của giai đoạn này là thành hệ flit. Đặc tính của thành hệ flit là

đá phân lớp thành nhịp, mỗi nhịp gồm hai yếu tố (hai lớp) thô và mịn. Thông thường yếu tố mịn là sét, acgilit, sét vôi v.v... còn yếu tố thô là bột kết, cát kết. Sự chuyển biến từ yếu tố thô sang yếu tố mịn của một nhịp thường diễn ra từ từ còn sự chuyển biến từ yếu tố mịn của nhịp trước sang yếu tố thô của nhịp sau thường xảy ra đột ngột, đôi khi có dấu vết gián đoạn (h. 4-3). Sự sắp xếp theo nhịp như vậy có khi tạo thành những hệ tầng dày hàng nghìn mét. Để làm ví dụ ta có thể kể thành hệ dạng flit tuổi Silua — Devon của hệ tầng Sông Cả ở Tây Nghệ An.

Đặc điểm thứ hai của thành hệ flit là rất hiếm hóa thạch và ở mặt dưới của lớp thô thường có dấu vết nổi gân đặc biệt gọi là *vết chữ cổ* vì nó giống như văn tự của người cổ đại. Những vết gân này chính là bản in lại từ bề mặt trên của lớp mịn, chúng có thể là vết tích của dòng chảy ngầm ở đáy biển, là vết bò của giun v.v... Những vết đó ở mặt trên của đá mịn, mềm, không dễ dàng giữ lại qua nhiều biến động địa chất, trong khi đó phần in dập lại ở mặt dưới của yếu tố thô gồm các vật liệu cứng rắn nên dễ được bảo tồn.

Thành hệ flit thường nằm phủ chĩnh hợp trên các thành hệ aspit hoặc spilit—keratofia của giai đoạn thứ nhất. Thành hệ flit có thể gặp cả trong địa máng thực thụ lẫn địa máng thuần, đôi khi chúng phổ biến trong cả phạm vi của địa khối giữa. Thành hệ flit được hình thành trong giai đoạn tiếp tục hoạt động mạnh mẽ của địa máng, nên bên cạnh chúng ta gặp các sản phẩm của *hoạt động macma*. Thành phần macma của giai đoạn này so với giai đoạn trước thì có độ axit cao hơn. Thành hệ macma phun trào đặc trưng ở giai đoạn này là thành hệ *pofirit (andezit)*, bên cạnh đó còn thành phần axit hơn là *pofia* thạch anh và *plagiopofia*. Khác với phun trào kiểu khe nứt ở giai đoạn trước, phun trào ở giai đoạn này đã hình thành những trung tâm núi lửa, vì vậy thành phần tạp tăng hơn so với giai đoạn trước. Vai trò của phun trào ngầm vẫn chiếm chủ yếu, ngoài ra còn hình thành núi lửa trên cạn, dưới dạng đảo hoặc cung đảo núi lửa. Xâm nhập á núi lửa ở dạng mạch, thể tường, thể cán của *pofirit* diorit và *plagiopofirit*.

Loại thành hệ thứ ba của giai đoạn này là các loại trầm tích cacbonat (do biến tiến sâu vào lục địa nên nguồn vật liệu lục nguyên trở thành hiếm) gồm ba loại: phụ thành hệ nước nóng gồm những mảnh vụn vỏ sinh vật, phụ thành hệ ám tiêu ở miền nâng cao xa bờ và phụ thành hệ cacbonat biển sâu (bùn cacbonat hoặc cacbonat silit, cacbonat bitum) ở dọc trục địa máng. Các thành hệ cacbonat phổ biến nhiều ở những miền hoạt động mạnh của địa máng thuần và ở cấu tạo địa vòng hoặc địa khối giữa bị ngập nước.

Cuối giai đoạn hai bắt đầu hoạt động uốn nếp mạnh, đây là mở đầu cho nghịch đảo toàn bộ. Do kết quả của hoạt động uốn nếp này mà các địa vòng nổi liền nhau và hình thành cấu trúc uốn nếp chiếm phần lớn lãnh địa của hệ địa máng, đồng thời kết thúc sự sụp vống của nhiều vòng địa máng. Hoạt động uốn

nếp này kéo theo pha xâm nhập chính mà thành phần chủ yếu là granitoit dạng batolit, trong đó ngoài granodiorit ra còn có granit thực thụ và plagiogranit, diorit thạch anh. Xâm nhập granitoit này có mặt không những trong địa mảng thực thụ mà còn cả trong địa mảng thuần nũa.

3. Giai đoạn thứ ba hay giai đoạn tạo núi sớm

Quá trình uốn nếp — nghịch đảo kiến tạo — trong hệ địa mảng không phải xảy ra tức thời như quan niệm trước đây mà diễn ra trong một thời gian lâu dài, giai đoạn thứ ba này là giai đoạn bắt đầu cho hoạt động tạo núi mạnh mẽ. Do hoạt động uốn nếp mở rộng mà hình thành thêm các địa vồng ở dạng đảo, làm tăng các vùng nổi cao, bắt đầu tạo các trầm tích vật liệu thô tức là thành hệ molat dưới. Đặc tính của molat dưới là vật liệu hạt tương đối nhỏ (cuội sạn và cát kết, sét) và nhiều trường hợp hình thành nhịp, nhưng nhịp thô hơn nhiều so với thành hệ flit.

Hoạt động phun trào trong giai đoạn này yếu hẳn so với hai giai đoạn trước và phun trào lục địa thay thế cho dạng phun trào ngầm dưới nước. Bù lại sự hoạt động phun trào yếu là tăng cường hoạt động xâm nhập granitoit nhiều pha, trong đó độ axit và kiềm tăng dần (từ diorit và granodiorit đến granosienit, granit leucocrat và granit alaskit).

Trong giai đoạn này bên cạnh thành hệ molat dưới dạng trầm tích biển, do sự hình thành nhiều cấu trúc nổi cao mà xuất hiện những biển kín nên còn có thành hệ molat dưới kiểu trầm tích vụng vịnh. Tùy theo điều kiện khí hậu mà molat dưới ở vụng vịnh có thể chứa than hoặc chứa muối.

Molat dưới - vụng vịnh chứa than đặc trưng cho chế độ khí hậu ẩm, ẩm ướt và có thể gồm hai loại: 1) Loại than paralit trong điều kiện các nhịp có bề dày lớn, thành tạo ở miền ven bình nguyên, nước nông. 2) Loại than limnit hình thành ở miền vũng giữa các núi, nằm trong nội địa cấu trúc uốn nếp. Chúng có sự phân nhịp mỏng và thành tạo trong điều kiện đầm lầy, hồ giữa các núi. than chất lượng thấp, vĩa không ổn định. Có lẽ các khoáng sàng than Tây Âu, Đonbat, Cuzbat v.v... hình thành trong chu kỳ hecxin, than Hòn Gai thuộc chu kỳ indosini đều thuộc loại thứ nhất.

Molat dưới - vụng vịnh chứa muối đặc trưng cho chế độ khí hậu khô nóng. Trong thành hệ molat kiểu này bên cạnh cát, bột kết màu sắc sẫm, vôi vỏ động vật là các loại muối mỏ, thạch cao.

4. Giai đoạn thứ tư hay giai đoạn tạo núi chính thức

Giai đoạn thứ tư chính là giai đoạn uốn nếp tạo núi chính thức, tốc độ nâng cao kiến tạo trội hơn hẳn tốc độ bào mòn, tuy lúc này tốc độ bào mòn cũng tăng do địa hình được nâng cao. Như vậy thời gian uốn nếp tạo núi, nâng cao không phải diễn ra trong một thời gian ngắn mà trải qua một quá trình rất

lâu dài. Quá trình uốn nếp nâng cao ở giai đoạn này ngày càng được mở rộng phạm vi và cuối cùng hình thành công trình uốn nếp bao trùm cả lãnh địa của hệ địa máng. Cùng với việc hình thành cấu trúc uốn nếp nâng cao là việc tăng cường hoạt động vòng sâu của các miền vòng giữa các núi, miền vòng ven rìa (xem phần cấu trúc nền). Khi cấu trúc uốn nếp đã đạt mức độ rộng lớn thì có thể hình thành miền sụp vòng nội tại, những sụp vòng nội tại này thường có thể trùng với vị trí cũ của vòng địa máng.

Do hoạt động kiến tạo nâng cao, địa hình trở thành rất tương phản nên đã thành tạo thành hệ molat trên. Thành hệ molat trên có những nét đặc trưng khác với molat dưới. Trước hết, đây là kiểu thành hệ lục địa hoặc chủ yếu là lục địa và được hình thành trong các miền sụp vòng nội tại hoặc miền vòng giữa các núi. Thành phần chủ yếu của molat trên gồm cuội kết nguồn gốc bồi tích hoặc ven biển, chúng có thể hình thành những tập hoặc có khi cả hệ tầng dày hàng trăm, hàng nghìn mét, có nơi bề dày đạt đến 8—10 km. Nhiều khi cuội kết có xen với cát kết, cát bột kết, chúng có thể thành dạng trầm tích màu đỏ mà điển hình là hai dạng quen thuộc trong văn liệu địa chất: màu đỏ cổ tức là molat sau caledoni và màu đỏ mới là molat sau hecxin ở châu Âu. Thành hệ molat màu đỏ đặc trưng cho trầm tích lục địa khí hậu khô nóng.

Việc nâng cao các cấu trúc uốn nếp kèm theo sự gãy vỡ phần vòm, do đó làm cho các đứt gãy hoạt động mạnh trở lại hoặc xuất hiện những đứt gãy sâu mới. Theo các đứt gãy đó dung dịch macma xuyên lên, những trung tâm núi lửa lớn tập trung ở nơi giao nhau của các đứt gãy có phương khác nhau. Hoạt động phun trào này khác hẳn với phun trào ở giai đoạn khởi đầu, đây là phun trào trên đất liền, thuộc thành hệ andezit—liparit hay còn gọi là thành hệ pofia. Stin gọi là hoạt động phun trào kế sau (volcanisme subéquente). Thành phần của thành hệ thay đổi từ bazan qua andezit, đaxit đến liparit và trachit. Thường thường thành phần thay đổi theo thời gian phun trào, đầu tiên là bazơ rồi chuyển dần sang axit hơn. Cùng với phun trào là hoạt động á phun trào (thể bướu, mạch và thể nấm) và xâm nhập granit, xâm nhập siêu axit và granit kiềm. Đó là xâm nhập sau uốn nếp, chúng xuyên cắt các cấu tạo uốn nếp và không kèm theo biến chất khu vực mà chỉ gây biến chất tiếp xúc với vành biến chất hẹp.

Hoạt động macma của giai đoạn tạo núi chính thức này dẫn đến hoạt động nhiệt dịch thành tạo các khoáng sàng quặng như vàng, bạc, đa kim, thiếc, vonfram, uran, antimoan v.v...

Theo quan niệm có tính chất kinh điển thì giai đoạn thứ tư vừa trình bày trên đây về cơ bản kết thúc chế độ hoạt động của địa máng. Tuy nhiên, ngay sau giai đoạn này công trình uốn nếp không phải đã hoạt động ổn định như miền nền mà còn trải qua một thời kỳ quá độ. Thường thường ở những khu vực uốn

nếp địa máng, ngay sau giai đoạn thứ tư có thể hình thành những miền sụp hẹp, dài kiểu địa hào. Trong những dạng địa hào đó tích tụ các vật liệu thô vụn hoặc màu đỏ nếu khi hậu khô nóng, hoặc màu xám có thể chứa than nếu khí hậu ẩm. Dọc theo triền của địa hào thường có hoạt động phun trào kiểu bazan mà Stin gọi là phun trào kết thúc (volcanisme final). Thời kỳ quá độ vừa nêu cũng có thể coi là thời điểm chót cùng của hoạt động địa máng, sau đó vùng uốn nếp chuyển sang chịu tác dụng bào mòn là chủ yếu như một miền nền ổn định.

* * *

Cần phải nói thêm rằng bốn giai đoạn phát triển vừa nêu đặc trưng cho phần lớn địa máng, nhất là ở Tây Âu, nhưng không phải mọi địa máng đều hoạt động theo trật tự chặt chẽ của bốn giai đoạn. Có trường hợp xuất hiện những giai đoạn phụ hoặc có khi khó phân biệt ranh giới giữa giai đoạn này và giai đoạn khác. Ở giai đoạn khởi đầu, có khi không phải chỉ có thành hệ aspit mà có cả dạng flit; thành hệ macma của giai đoạn khởi đầu và giai đoạn hai có khi khó phân biệt mà hình thành một loạt thành hệ chung gọi là phun trào ngầm. Về thành hệ molat không phải lúc nào cũng có thể quan sát thấy hai phần là molat dưới và molat trên mà có thể chỉ có một thành hệ molat, hoặc lại có đến ba phần: molat dưới, giữa và trên. Dù cho có những ý kiến khác nhau về các giai đoạn hoạt động địa máng dựa trên kết quả nghiên cứu các khu vực khác nhau hoặc các chuyên đề địa chất khác nhau, mọi nhà nghiên cứu đều thống nhất hai thời kỳ lớn trong lịch sử phát triển mọi địa máng: thời kỳ đầu địa máng có xu hướng sụp võng là chủ yếu và thời kỳ sau uốn nếp nâng cao là chủ yếu để đi đến kết thúc chế độ địa máng.

NỀN VÀ CẤU TRÚC CỦA NỀN

ĐẶC TÍNH CƠ BẢN CỦA MIỀN NỀN

1. Về mặt hình thái, nền thể hiện là những bình nguyên rộng bao la ngang dọc hàng nghìn kilômet và không có dạng tuyến tính như địa máng. Ví dụ như nền Đông Âu có dạng đẳng thước, trải rộng trên một diện tích từ Uran ở phía đông đến tận phần đông bán đảo Scandina ở phía tây và từ Biển Trắng ở phía bắc cho đến tận vùng cận Biển Đen, cận Cacpat, Capca ở phía nam.

2. Nền là miền nói chung không có những hoạt động mạnh mẽ. Trừ trường hợp đặc biệt, nền không có hoạt động sụp võng sâu mạnh mẽ mà chỉ có những chuyển động nâng hạ kiểu dao động. Những chuyển động này có biên độ và tốc độ không đáng kể so với hoạt động của địa máng. Do đó bề dày trầm tích ở khu vực nền không lớn, có khi bề dày đầy đủ của trầm tích cả một hệ chỉ mấy chục mét, trong khi đó bề dày của trầm tích tương ứng ở địa máng phải kể đến đơn vị nghìn mét.

Sự sụp võng nhỏ bé của miền nền nếu quan sát bằng trắc địa hình có thể không nhận ra. Bồn địa Mascova có bề rộng 700 — 800km, nếu quan sát, chúng ta sẽ không thấy đây là bồn địa kiểu miền võng, còn nếu tính đến bề mặt cong của vỏ quả đất thì đây lại chính là miền võng lên. Theo dõi thể nằm của trầm tích chúng ta cũng không xác lập được tính chất của miền võng vì các lớp đá gần như nằm ngang, độ nghiêng chỉ dưới 5° . Song khi vẽ bản đồ địa chất, lên ranh giới của các đá trầm tích, chúng ta thấy rõ bồn địa Mascova có cấu tạo nếp lồi. Càng vào gần trung tâm của bồn địa càng gặp các lớp đá trẻ hơn.

3. Ở miền nền các thành tạo trầm tích phủ không bị uốn nếp như ở địa máng, các lớp đá hầu như nằm ngang, đôi nơi chỉ có dạng các nếp oằn.

4. Đá ở miền nền không bị biến chất như ở địa máng. Một ví dụ điển hình là ở vùng gần Leningrat có dạng đá trầm tích hiện nay vẫn còn ở dạng sét kết dẻo chứa bộ ba thủy tuổi Cambri, trong khi đó ở địa máng đá trầm tích trẻ hơn nhiều vẫn có thể ở trình độ biến chất rất cao gần như đá tiền Cambri. Miền nền không có biểu hiện hoạt động magma mạnh mẽ, rất ít khi có thể gặp đá xâm nhập ở miền nền.

CẤU TRÚC CỦA MIỀN NỀN

1. Các tầng cấu trúc

Miền nền có hai tầng cấu trúc phân biệt nhau rõ rệt là móng và trầm tích phủ.

Móng nền là phần cơ sở bên dưới của nền gồm những đá uốn nếp, biến chất cao và có nhiều đá magma. Rõ ràng móng của nền đã được thành tạo trong điều kiện như địa máng.

Trầm tích phủ là tầng cấu trúc bên trên của nền gồm những đá trầm tích được thành tạo sau khi miền uốn nếp của móng đã được thành tạo, vì thế trầm tích phủ nằm không chỉnh hợp góc rõ rệt trên móng uốn nếp.

Hai tầng cấu trúc của nền thể hiện hai giai đoạn phát triển khác nhau về bản chất, và như vậy mọi miền nền đều đã trải qua giai đoạn kiểu địa máng. Khi quá trình uốn nếp hoàn thành, móng được thành tạo thì bắt đầu giai đoạn hoạt động của nền, hình thành tầng trầm tích phủ.

2. Phân loại nền

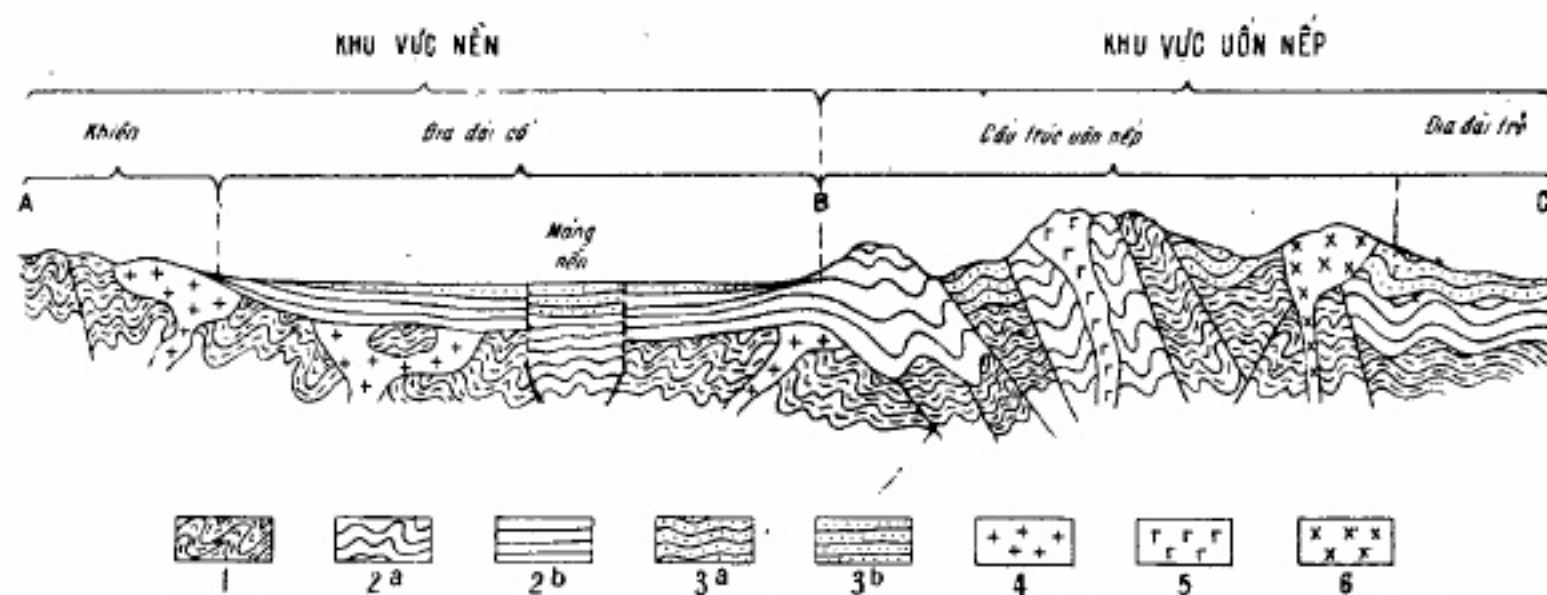
Dựa vào tính chất của hai tầng cấu trúc người ta phân chia các dạng nền trên cơ sở tuổi của móng uốn nếp (h. 4-4).

Nền cổ có móng uốn nếp Tiền Cambri. Đây là loại nền cơ bản nhất có diện phân bố rộng nhất và mang đầy đủ các tính chất của nền ta đã nói ở trên. Đó là

các nền Bắc Mỹ, Đông Âu, Sibêri, Trung Quốc, Úc, Ấn Độ, Phi châu và Nam Mỹ hay Braxin. Ngoài ra còn có những khối nền nhỏ hơn mà ngày nay nhiều người coi là địa khối giữa, đó có thể là phần sót lại của một nền cổ bị phá vỡ, như địa khối Indosinia bao gồm các lãnh thổ đông Thái Lan (cao nguyên Cò rạt) qua Hạ Lào và miền Công Tum — nam Quảng Nam, Quảng Ngãi, Bình Định và địa khối (hay nền) Tarim ở phía tây Trung Quốc, đông Liên Xô (h. 5-1).

Ngoài những nền cổ vừa kể trên còn có những vùng có cấu trúc uốn nếp, tức là đã trải qua giai đoạn địa mảng và đi vào con đường phát triển ổn định của miền nền. Tùy theo thời gian kết thúc địa mảng sớm muộn mà những miền này có bề dày của tầng trầm tích phủ dày mỏng khác nhau. Trong lịch sử vỏ quả đất từ Paleozoi đến nay có một số các hoạt động uốn nếp lớn kết thúc các giai đoạn địa mảng là các hoạt động uốn nếp caledoni diễn ra vào cuối kỷ Ođovic và Silua, hecxin hay varisca diễn ra vào cuối Paleozoi và đầu kỷ Triat, mezozoi chủ yếu diễn ra vào các kỷ Jura và Krêta và anpi diễn ra vào nguyên đại Kainozoi. Người ta cũng gọi những vùng này là những *miền nền trẻ* và tên gọi của chúng dựa vào tên chu kỳ hoạt động uốn nếp ta vừa kể trên đây. Tuy vậy thông thường trong các văn liệu địa chất hiện nay chuyên từ miền nền thường dùng để chỉ các nền cổ, còn các *nền trẻ* vừa nêu thường được gọi là miền uốn nếp caledonit, hecxinit, mezozoit và anpit.

3. Các dạng cấu trúc bề mặt của nền



Hình 4-4. Các yếu tố cấu trúc cơ bản của vỏ quả đất. Phần A—B thể hiện cấu trúc của miền nền cổ, phần B—C thể hiện cấu trúc của miền uốn nếp. 1. Móng uốn nếp, biến chất của nền cổ; 2. Các thành tạo của Paleozoi, trong vùng uốn nếp (địa mảng) (B—C) bị uốn nếp phức tạp và là móng của nền trẻ (2a), còn ở miền nền (A—B) thể nằm đơn giản, ổn định và là tầng trầm tích phủ của nền cổ (2b); 3. Các thành tạo Mezozoi và Kainozoi ở miền uốn nếp (3a) và miền nền (3b); 4. Xâm nhập Tiền Cambri; 5. Xâm nhập Paleozoi; 6. Xâm nhập Mezozoi và Kainozoi.

Không phải trên mọi chỗ nền đều thể hiện đủ hai tầng cấu trúc như ta vừa kể trên kia. Do các tác nhân nội lực mà các nền trong quá trình lịch sử đã có

những hoạt động nâng hạ và cũng hình thành những dạng cấu trúc khác nhau trong nội bộ của nền. Khiên và địa đài là hình thái bề mặt khác nhau cơ bản của nền (h. 1-4).

Địa đài là miền có đủ hai tầng cấu trúc (móng và trầm tích phủ). Địa đài có kích thước lớn, trải rộng trên một phạm vi hàng trăm, hàng nghìn kilômet hoặc lớn hơn nữa. Sự có mặt của tầng trầm tích phủ, chứng tỏ địa đài là miền chịu tác dụng sụt võng lâu dài, tuy tốc độ đó không lớn. Trong phạm vi tầng trầm tích phủ của địa đài, có thể có những dạng cấu tạo võng kiểu nếp lồi song rất thoải gọi là võng nền (syncline) ⁽¹⁾, còn cấu trúc kiểu nếp lõm rất thoải gọi là võng nền (antecline). Một dạng cấu trúc đặc biệt của địa đài là miền võng ven rìa ta sẽ xét sau.

Khiên là miền của nền chịu tác dụng nâng cao, ở đó hoặc không có tầng trầm tích phủ hoặc có thể có ít nhiều song do quá trình nâng cao bị bào mòn lâu dài nên không còn nữa. Ở khiên, đá của móng uốn nếp lộ ra trên bề mặt. So với địa đài thì khiên thường có kích thước không lớn.

Ở một số nền, ngay trong cả vùng nổi cao lộ đá của móng uốn nếp vẫn có những bồn địa bị sụt võng và thành tạo trầm tích phủ, nhiều khi có cấu trúc và lịch sử phát triển phức tạp. Chúng ta sẽ nói đến sau.

Ở khu vực uốn nếp, tức là khu vực nền trẻ, cũng có thể có cấu trúc tương tự như trên tuy ở quy mô nhỏ hơn và người ta gọi những cấu trúc tương ứng với khiên, địa đài là công trình uốn nếp, địa đài trẻ (h. 4-4).

NHỮNG CẤU TRÚC VÀ HOẠT ĐỘNG ĐẶC BIỆT CỦA NỀN

Trong lịch sử phát triển lâu dài của nền không phải mọi lúc mọi nơi đều có những nét điển hình của tính chất miền nền ổn định như ta vừa xét trên kia. Liên quan đến những hoạt động dưới sâu của quả đất, của địa mảng kề cận nền và những quá trình phát triển phức tạp của bản thân nền mà có những cấu trúc và quá trình đặc biệt, chúng ta sẽ xét một số các hiện tượng cấu trúc và lịch sử riêng biệt đó của nền.

1. Miền võng ven rìa.

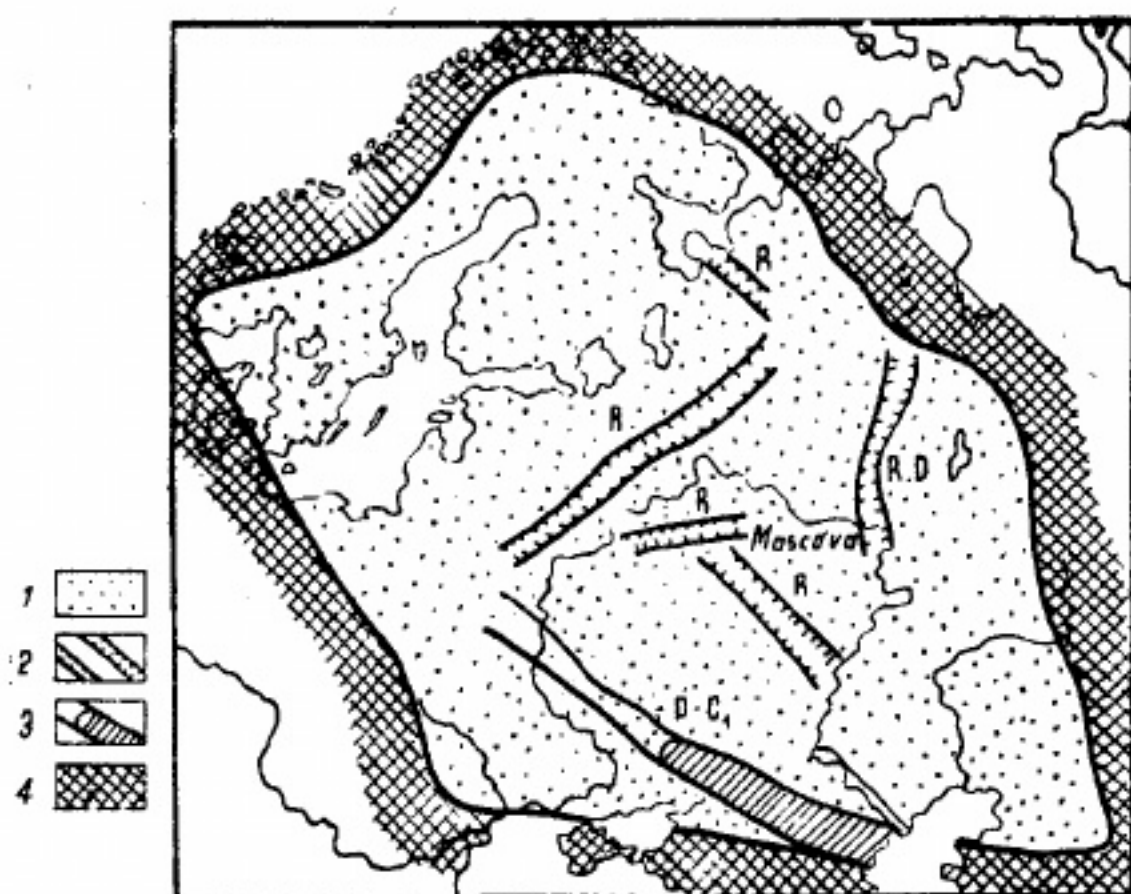
Miền võng ven rìa là những miền địa đài của nền tiếp giáp với các khu vực uốn nếp (địa mảng) bị sụp võng, có tầng trầm tích phủ rất dày. Nhiều khi độ dày của tầng trầm tích phủ ở đây còn vượt bề dày của phần vi địa tầng tương ứng ở một vài địa mảng. Đây là điểm khác biệt nổi bật với tính chất tầng trầm tích phủ mỏng của nền. Các thành tạo đá của miền võng ven rìa cũng bị uốn nếp khá

(1) Tự điển địa chất (1970) dịch syncline (синеклиза) là máng nền. Thuật ngữ máng nền cần thiết phải dành cho cấu trúc thích hợp là aulacogen (авлакоген) ta sẽ nói đến sau, và do đó từ võng nền là thích hợp với khái niệm syncline (синеклиза).

phức tạp, khác với tính chất bình ổn và đơn giản của tầng trầm tích phủ của miền nền. Tuy vậy miền vồng ven rìa khác với vùng uốn nếp địa mảng ở những đặc điểm: 1) Hoạt động macma rất yếu, nhất là hoạt động phun trào hoàn toàn vắng mặt; 2) Tính chất của nếp uốn đơn giản, thường có dạng nếp lõi hẹp và nếp lõm rộng, gọi là nếp uốn răng lược; 3) Tường đá, thành phần trầm tích không phức tạp như địa mảng.

Miền vồng ven rìa thường được thành tạo ở cuối giai đoạn phát triển của địa mảng kế cận và chỉ được thành tạo ở miền địa đài của nền. Hiện nay cũng phổ biến xu hướng coi vồng ven rìa thuộc địa mảng.

2. Máng nền (aulacogen)



Hình 4-5. Máng nền Đông Âu (theo Khain); 1. nền, 2. vùng nền phát triển máng nền, 3. vùng máng nền phát triển thành địa mảng, 4. khu vực địa mảng.

Khác với miền vồng ven rìa chỉ phát triển trong phạm vi của địa đài tiếp giáp với địa mảng, trong lãnh địa của nền còn có dạng sup vồng đặc biệt có thể phát triển trên cả phạm vi của địa đài và khiên.

Kiểu sup vồng này Shatski gọi là « aulacogen », ta có thể gọi theo gốc chữ và hình thái là máng nền⁽¹⁾. Máng nền cũng còn được gọi là miền sup vồng dạng địa hào, và đúng như tên của nó máng nền là miền sup vồng dạng máng thẳng, dài hàng trăm kilomet và chỉ rộng hàng chục kilomet, có khi đến hơn 100 kilomet; ranh giới hai bên của máng nền là những đứt gãy chạy song song nhau (hình 4-4 và 4-5). Tốc độ sup vồng cũng như tính chất hoạt động macma trong máng nền làm cho chúng có nét gần gũi với địa mảng và có người cho rằng máng nền cũng có thể chuyển biến thành dạng địa mảng. Máng nền chỉ hoạt động trong giai đoạn không lớn (vài chục triệu năm), và tích đọng bề dày trầm tích hàng nghìn mét (có nơi đến 8km). Thành phần trầm tích trong máng nền gồm những hệ tầng mang tính chất chu kỳ. Mỗi hệ tầng bắt đầu là trầm tích lục địa thô (cuội kết, cát kết), tiếp đến là dạng trầm tích vùng vịnh và sau cùng là trầm tích biển gồm chủ yếu là cacbonat. Bên cạnh thành phần trầm tích, trong máng nền có biểu hiện hoạt động macma, chủ yếu là phun trào bazơ, ngoài ra

(1) Aulacogen từ gốc chữ Hy Lạp, aulacos — dạng luống rãnh, gen — sinh ra.

còn có mạch diabaz, gabbro-diabaz. Sự phát triển của máng nền có thể theo hai hướng. Hướng thứ nhất là hoạt động sụp võng yếu dần rồi tắt hẳn, do đó máng nền dần dần được lấp đầy và có thể biến thành một dạng võng nền. Hướng thứ hai là trải qua hoạt động uốn nếp và trở thành những đới uốn nếp trong nội bộ nền. Tính chất uốn nếp ở vùng máng nền làm cho chúng khác biệt hẳn với tính chất của miền nền điển hình, tuy nhiên cũng không thể lẫn với tính chất của địa máng. Ở máng nền không có những thành hệ đặc trưng cho địa máng như filit và molat, các đá không chịu tác dụng biến chất cao, không có xâm nhập granit và cuối cùng là tính chất của nếp uốn cũng không phức tạp, không có dạng tuyến như địa máng.

3. Dạng hoạt động tích cực và macma ở nền

Trong số các nền cổ có những nền, trong những giai đoạn lịch sử địa chất nhất định, thể hiện những hoạt động tích cực khác với tính chất ổn định của nền ta đã nói trên kia như nền Trung Quốc, Ấn Độ, Phi châu. Do tính chất hoạt động của nền Trung Quốc mà các nhà địa chất Trung Quốc đã gọi là chuẩn nền (paraplateforme), (Đovjikov trong khi coi khu Đông Bắc Việt Nam là miền chuyển tiếp giữa chuẩn nền Trung Quốc và địa máng, đã gọi là miền chuẩn địa máng hay chuẩn uốn nếp Đông Bắc, giống như một số miền chuẩn uốn nếp ở Trung Quốc).

Những miền nền có hoạt động tích cực như nền Trung Quốc có những đặc tính cơ bản sau đây :

1/ Phổ biến những đứt gãy sâu, những đứt gãy đó không phải chỉ ảnh hưởng phần móng nền mà cắt ngang qua cả tầng trầm tích phủ, tạo thành các cấu tạo khối của nền.

2/ Do những đứt gãy sâu khá phổ biến mà tạo thành nhiều miền sụp nội địa, trong đó thông thường là trầm tích lục địa như các thành hệ màu đỏ, thành hệ chứa than. Sản phẩm của các thành hệ trầm tích này do sự bào mòn phá hủy các cấu tạo khối nâng cao.

3/ Phổ biến phun trào dạng bậc thang và xâm nhập thể chậu (lopolit) có độ kiềm và bazơ cao.

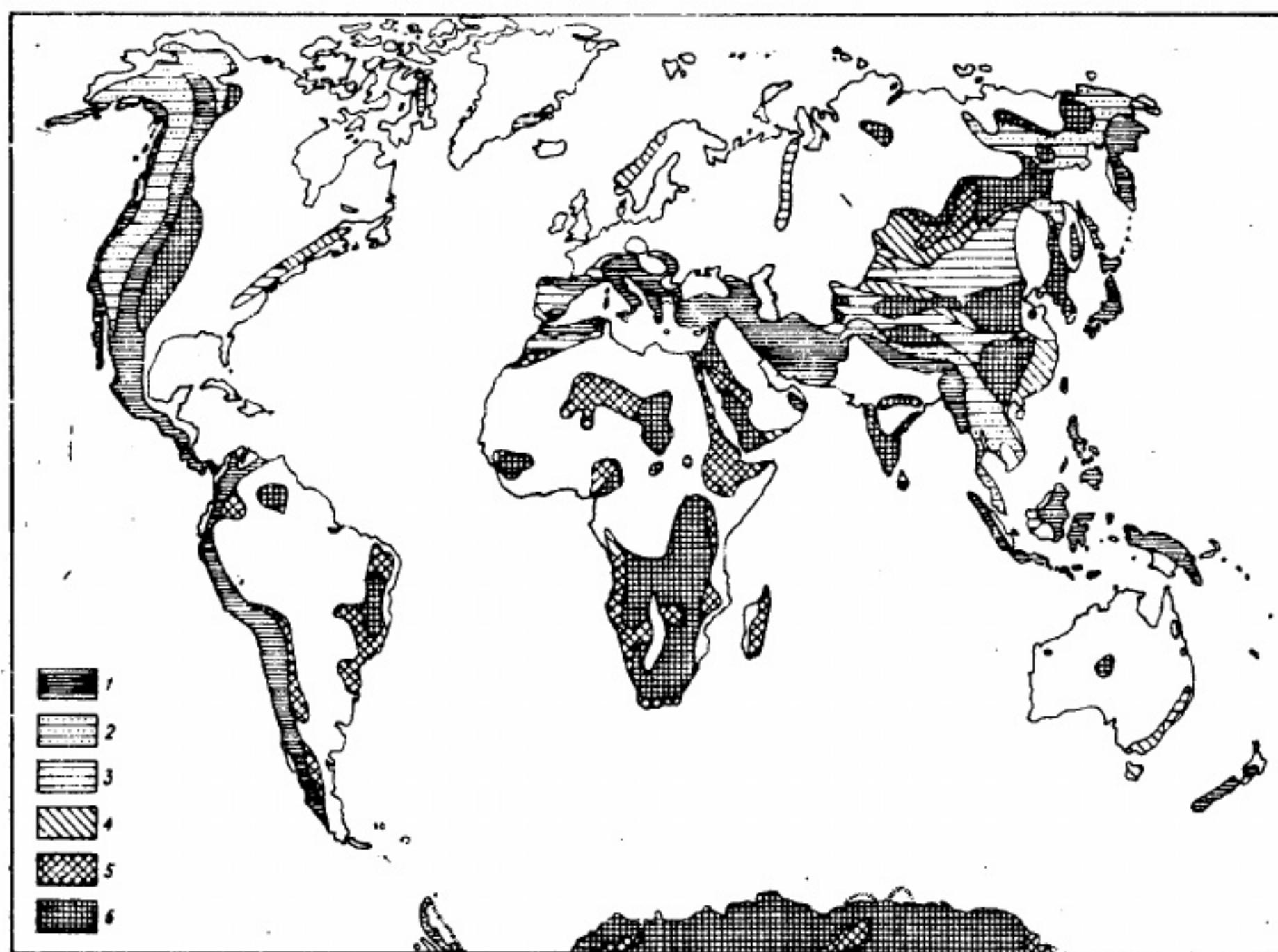
4/ Có uốn nếp dạng khối.

4. Khu vực tạo núi nền và khái niệm địa oa.

Ngày nay người ta đã biết rõ quá trình tạo núi không phải chỉ xảy ra ở địa máng mà còn xảy ra cả ở khu vực nền. Từ nửa đầu thế kỷ này, dựa vào nghiên cứu hoạt động tạo núi ở nền trẻ vùng Trung Á, Thiên Sơn, Obrushev đã gọi cấu trúc núi ở đó là vùng *núi hồi sinh*, Argan cũng nghiên cứu ở vùng này, gọi đó là vùng *uốn nếp sâu*. Ngoài ra cũng còn nhiều cách gọi khác như cấu trúc tạo vòm (arkogénese), cấu trúc khối tảng hay nền hoạt động v.v... để nói lên bản chất

của khu vực núi đó được thành tạo không phải chỉ do hoạt động tạo núi khi kết thúc giai đoạn địa mảng mà còn chịu hoạt động tạo núi về sau, trong điều kiện nền. Lùi xa thời gian hơn nữa, khái niệm về tạo núi ngoài địa mảng cũng đã được Đana nhắc đến từ thế kỷ trước, tuy nhiên mãi đến những năm 60 của thế kỷ này các nhà nghiên cứu Shunsov, Yanshin và Khain mới nêu lên một cách đầy đủ và phân biệt hai phạm trù tạo núi là tạo núi địa mảng và tạo núi nền.

Khain đã định nghĩa khu vực tạo núi ở nền là một *khu vực trong lục địa có hoạt động nâng cao mạnh mẽ, địa hình núi cao chủ yếu có cấu tạo vòm khối trải trên một lãnh địa rộng lớn (dài hàng nghìn kilomet và rộng hàng trăm kilomet), xuất hiện ở những nơi đã trải qua thời gian lâu dài (hàng trăm triệu năm) tồn tại trong điều kiện nền ổn định.*



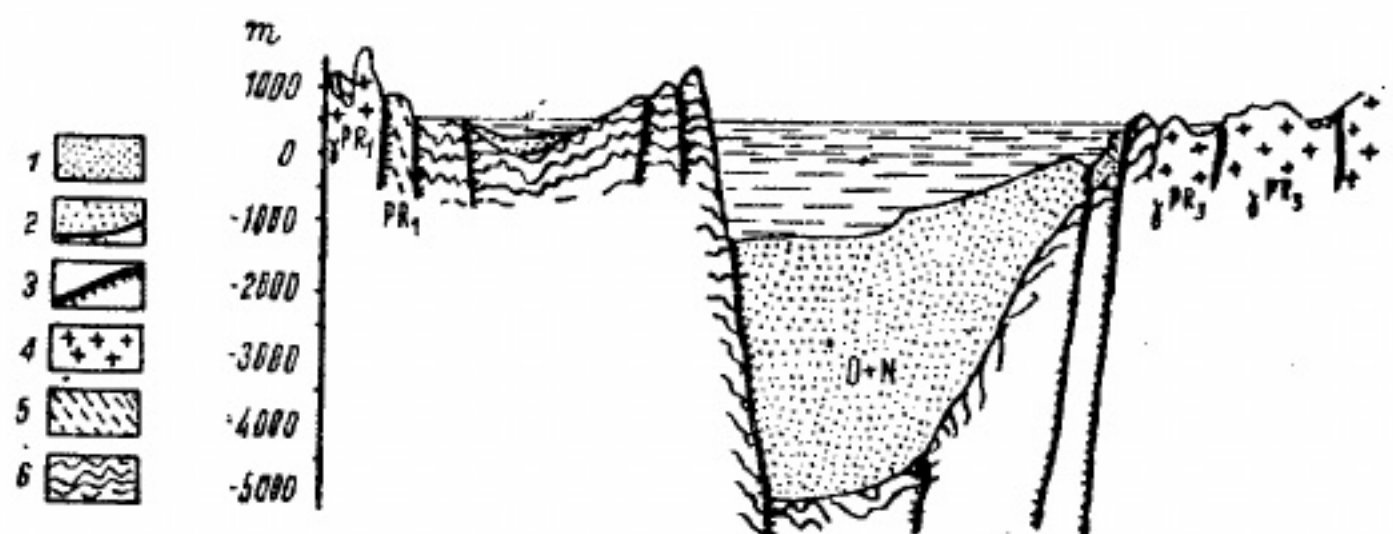
Hình 4-6. Tạo núi nền và tạo núi địa mảng trên thế giới hiện nay (Khain, 1974), tạo núi địa mảng anpi (1), tạo núi nền trên cấu trúc uốn nếp mezozoit (2), hêcxinit (3), caledônit (4), baicalit (5) và trước baicalit (6).

Hoạt động tạo núi ở nền xảy ra ở nhiều nơi trên các đại lục và trên các loại nền cổ và nền trẻ có tuổi khác nhau (h. 4-6), tuy vậy nơi được nghiên cứu nhiều hơn cả là vùng núi Thiên Sơn, Antai và Saian ở Liên Xô. Tất cả các vùng vừa

núi thuộc đại địa mảng Uran — Mông Cổ, chế độ địa mảng đã kết thúc bằng hoạt động tạo núi địa mảng trước Devon ở Saian và Antai, còn ở Thiên Sơn — vào Cacbon và Pecmi. Từ sau đó các vùng này đã hoạt động như những nền trẻ ổn định, hình thành tầng trầm tích phủ Mezozoi và Paleogen. Từ cuối Paleogen và đầu Neogen ở đây xảy ra quá trình tạo núi nền, nhiều đứt gãy lớn bắt đầu hoạt động mạnh và theo các đứt gãy đó hình thành những khối nâng cao — những sống núi cao 3 — 4 nghìn mét hay hơn nữa (đỉnh Pobeda cao 7439m). Trong khi đó ở những vùng nền trẻ cùng tuổi không chịu hoạt động tạo núi nền mạnh thì do tác dụng bào mòn lâu dài chỉ có những núi thấp thoải. Bên cạnh những sống núi cao là những vùng sụt hoặc không bị nâng cao theo các sống núi, hoặc thậm chí còn sụt sâu, trong đó tích tụ những vật liệu trầm tích vụn thô do sản phẩm phá hủy của núi cao. Thành phần trầm tích này gồm cát, cuội, tảng, tạo thành kiểu như thành hệ molat của địa mảng.

Như trên đã nói hoạt động tạo núi nền diễn ra ở nhiều đại lực khác nhau, trên những nền có tuổi khác nhau. Cũng chính do hoạt động này mà hình thành những miền sụt sâu kiểu địa hào như hệ thống đứt gãy Đông Phi đã hình thành dãy hồ lớn kéo dài không liên tục từ Xyri cho đến tận Nam Phi (dài 4 — 5 nghìn kilomet). Hồ Baican có bề dài vài trăm kilomet với chiều sâu hơn nghìn mét trên một vùng núi cao (h. 4-7) cũng có nguồn gốc tương tự.

Hình 4-7. Cấu tạo miền sụt hồ Baican
1. Trầm tích Neogen-Đệ tứ; 2. Ranh giới rìa nền Sibêri; 3. Đứt gãy (phay); 4. Granit Proterozoi; 5. Proterozoi hạ; 6. Aekêi.



Cấu trúc nội bộ của vùng tạo núi nền thay đổi tùy theo tính chất và tuổi của nền, tức là tuổi của giai đoạn uốn nếp địa mảng hình thành nền, nhưng đặc tính chung của vùng là xu hướng nâng cao. Những miền sụt chỉ chiếm vai trò thứ yếu và ngay đáy của vùng sụt so với mực nước biển thì nói chung vẫn là nổi cao. Phổ biến trong vùng tạo núi nền là những phay chồm nghịch và cả dạng địa di nữa. Hoạt động macma của các vùng tạo núi nền biểu hiện không giống nhau. Có những nơi không có biểu hiện của hoạt động macma, nhưng nhiều nơi hoạt động macma thể hiện mạnh mẽ, thường thành tạo dạng phun trào và xâm nhập axit.

Khain phân biệt ba loại khu vực tạo núi nền dựa theo vị trí phân bố của chúng tương quan với địa mảng và đại dương là : 1) khu vực tạo núi nền rìa địa mảng, 2) khu vực tạo núi nền rìa đại dương và 3) khu vực tạo núi nền trong nội địa nền (intracraton). Thuộc loại thứ nhất, tức là rìa địa mảng, là những

khu vực rộng lớn ven đai địa mảng còn đang hoạt động hoặc đã hình thành cấu trúc uốn nếp trẻ ở Địa Trung Hải và Thái Bình Dương. Vùng núi Veckhoian — Chucotca, Đông Bắc Trung Quốc, Triều Tiên, vùng Catazia ở đông nam Trung Quốc v.v... thuộc loại này. Cả địa phận cấu trúc uốn nếp thuộc các tuổi khác nhau ở rìa địa mảng Okhốt — Mông Cổ và địa mảng Đông Dương cũng đã chịu tác dụng của hoạt động tạo núi nền vào lúc các địa mảng đó uốn nếp vào Mezozoi, hoạt động tạo núi nền này bao trùm cả lãnh thổ Trung Quốc, đông Mông Cổ, đông nền Sibêri. Ở đó hình thành những vùng trầm tích động các thành hệ trầm tích lục địa kiểu molat tuổi Jura — Krêta mà các nhà địa chất Liên Xô đã từng gọi là miền trũng kiểu Zabaican hay kiểu Thái Bình Dương. Ngày nay phần lớn các nhà nghiên cứu coi đó chính là miền sụp giữa núi của hoạt động tạo núi nền liên quan đến uốn nếp Mezozoi ở địa mảng.

Đặc trưng cho kiểu tạo núi nền rìa đại dương là ở vùng Đông Phi và tây bán đảo Arabi nằm ở rìa tây Ấn Độ Dương. Chính ở đây do hoạt động tạo núi nền mà hình thành những núi trẻ đồng thời với những địa hào (vùng sụp) nổi tiếng từ Xyri qua Hồng Hải và các hồ Tanganica, Zambezơ v.v...

Loại tạo núi nền thứ ba trong nội địa nền, có những vùng điển hình như dải Trung Á kéo dài từ Thiên Sơn qua Stanovoi đến tận Đại Hưng An ở đông bắc Trung Quốc.

Vùng tạo núi nền rất phong phú khoáng sản. Các khoáng sản nhiệt dịch của thiếc, vonfram, chì, kẽm, vàng, bạc, uran, molipđen, đồng, thường liên quan với xâm nhập granitoit; ngoài ra còn nhiều loại khác nữa như đất hiếm và nguyên tố hiếm.

Trong các miền trũng giữa núi của khu vực tạo núi nền cũng phổ biến khoáng sản trầm tích như dầu mỏ và khí đốt, than đá, đá phiến cháy, muối mỏ v.v...

Khái niệm địa oa

Trên cơ sở nghiên cứu địa chất ở nền Trung Quốc, Trần Quốc-đạt (Chen Kuo-da) đã phân định một dạng cấu trúc mà ông gọi là địa oa⁽¹⁾ và coi đó là một dạng cấu trúc cơ bản của vỏ quả đất xếp ngang hàng với địa mảng và nền. Nói cách khác Trần Quốc-đạt coi vỏ quả đất có ba dạng cấu trúc cơ bản là địa mảng, nền và địa oa.

Theo Trần Quốc-đạt địa oa phát triển trên miền nền nhưng không mang tính chất của nền và gồm ba tầng cấu trúc, trong đó hai tầng cấu trúc bên dưới ứng với cấu trúc của miền nền (móng và phủ nền) và tầng cấu trúc địa oa ở trên cùng. Trong địa oa, trầm tích chủ yếu là tương lục địa, ít khi có trầm tích

(1) Chuyên từ địa oa là từ Hán Việt phiên âm theo âm tiếng Trung Quốc là «ti oa», người Trung Quốc phiên theo cách viết tiếng Anh là diwa (đi oa), từ chữ diwa người Nga phiên là ДИВА. Do đó ở ta nhiều người cũng gọi là điva. Chữ Trung Quốc địa (ti) là đất, oa là vùng trũng.

biển, và gồm cát kết, đá phiến sét có xen cuội kết và đôi khi có cả đá vôi, thành hệ trầm tích của địa oa như vậy rất giống với thành hệ molat. Điểm đặc trưng là ở địa oa thường có xen kẽ giữa trầm tích và đá phun trào như riolit, tuf, bazan v.v... Bề dày trầm tích của địa oa rất lớn và thay đổi từ một vài nghìn mét đến 7 — 8 nghìn mét, thậm chí có nơi đến 10 km. Miền vỏ quả đất của địa oa hoạt động rất mạnh mẽ và dẫn đến thành tạo những nếp uốn mở, đôi khi cả nếp uốn khép kín nữa. Hoạt động xâm nhập cũng mạnh mẽ và thường có thành phần axit, chủ yếu là granit.

Nền Trung Quốc là một trong những nền cổ có móng uốn nếp trước Cambri, từ đầu Paleozoi bắt đầu chế độ nền ổn định và bị tách đôi thành hai khối: nền Bắc Trung Quốc và nền Nam Trung Quốc, ở giữa hai nền đó hình thành hệ địa máng Côn Luân — Tần-Linh. Từ đầu Mezozoi và kéo sang Kainozoi trên cả hai nền Bắc và Nam Trung Quốc nhiều nơi đã hình thành cấu trúc địa oa.

Khái niệm về địa oa của Trần Quốc-đạt được một số nhà nghiên cứu như Stariski, Masaitis ủng hộ và phát triển.

Đối chiếu với khái niệm về hoạt động tạo núi nền ta đã nói trên kia thì hoạt động của địa oa chính là một kiểu của tạo núi nền thuộc loại rìa địa máng mà Khain phân định. Ở phạm vi nền Trung Quốc, trong Mezozoi là rìa của địa máng Côn Luân — Tần-Linh, địa máng Đông Dương và sang Kainozoi là rìa của địa máng Tây Thái Bình Dương.

Tuy khái niệm về địa oa được đưa ra từ cuối những năm 50, nhưng nó chỉ nêu lên được kiểu cấu trúc ở Trung Quốc và có thể một phần ở Viễn Đông Liên Xô. Khái niệm tạo núi nền đã khái quát được nhiều kiểu hoạt động tạo núi của nền, trong đó có địa oa ở Trung Quốc.

NHỮNG NÉT CƠ BẢN VỀ CẤU TRÚC ĐÁY ĐẠI DƯƠNG

Khu vực đại dương chiếm đến hai phần ba diện tích vỏ quả đất, tuy vậy những hiểu biết về cấu trúc và lịch sử của đáy đại dương hiện nay còn rất hạn chế. Hiện tại hiểu biết về cấu tạo của đáy đại dương chủ yếu dựa vào các tài liệu nghiên cứu bề sâu đáy biển và của địa vật lý như địa chấn, từ hàng không v.v... Người ta cũng đã tiến hành khoan một số nơi ở các đại dương.

Đáy đại dương có cấu tạo và lịch sử phát triển khác với vỏ quả đất ở lục địa, chỉ có ở vùng rìa lục địa, trong phạm vi thềm lục địa, là còn có phần tiếp tục của cấu tạo lục địa chạy chìm xuống đáy biển.

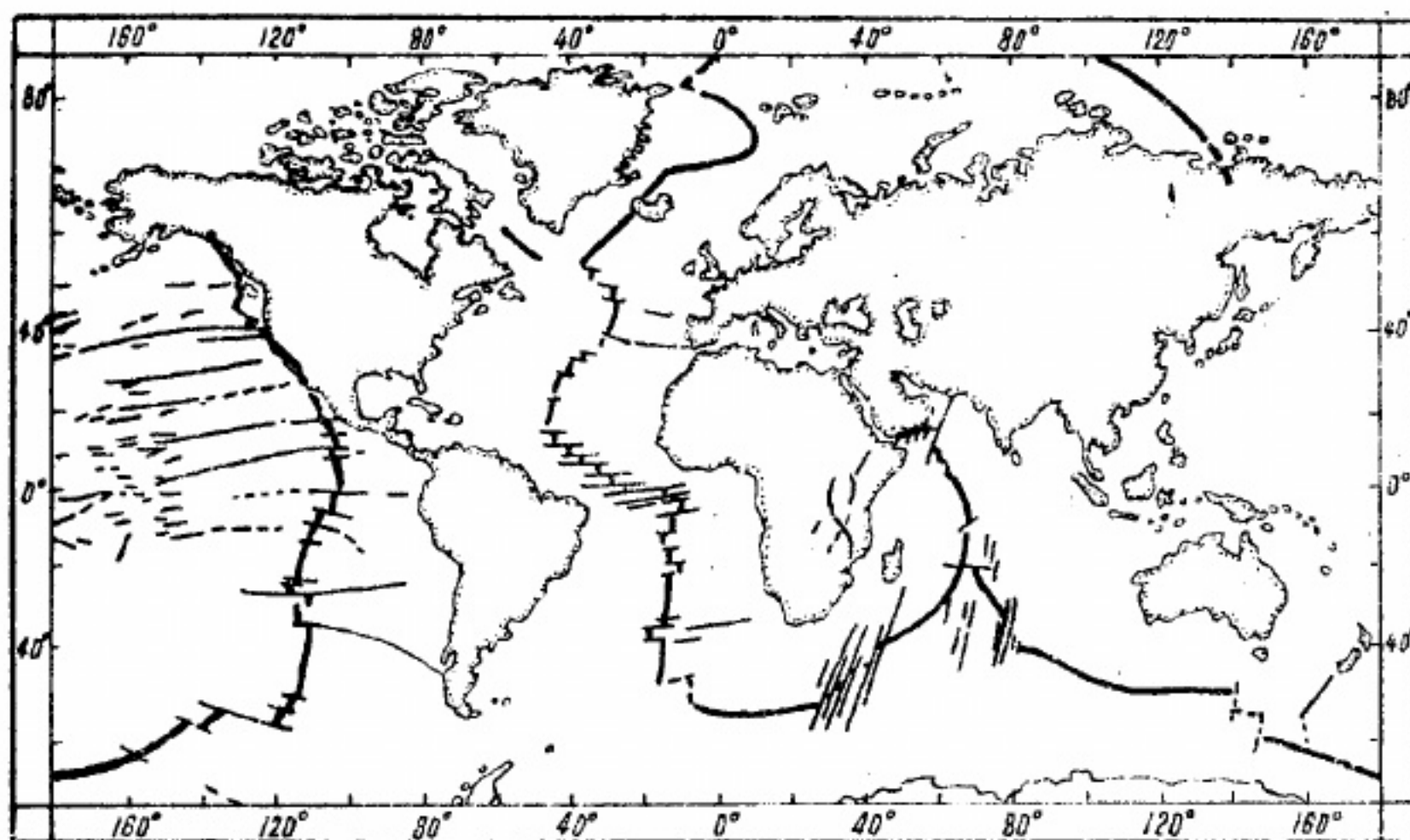
Ranh giới thực của cấu tạo lục địa và đáy đại dương có thể kể vùng sườn lục địa với độ nghiêng $2-6^{\circ}$, có nơi tới $40-45^{\circ}$ (ở thềm lục địa $<1^{\circ}$). Tính chất dốc đứng và chạy theo đường thẳng hoặc dạng cung của sườn lục địa có lẽ phản ánh nguồn gốc hình thành chúng do hoạt động đứt gãy của vỏ quả đất. Thực

tế, ranh giới kiến tạo khổng lồ này ở nhiều nơi có thể quan sát trực tiếp do nguồn gốc đứt gãy như ở vùng sườn lục địa từ Xan Franxico đến Mehico, phía đông Tân Tây Lan v.v..., hoặc có thể xác nhận tính chất đứt gãy dựa vào tài liệu của địa vật lý như ở sườn lục địa phía tây châu Phi.

Trong Thái Bình Dương, tiếp liền với sườn lục địa là những dãy đảo dạng cung xen kẽ với những mảng biển sâu thuộc đai địa máng Thái Bình Dương.

Nói chung, sau sườn lục địa đáy đại dương trở nên rất sâu và có cấu tạo riêng. Hai cấu tạo đặc trưng của đáy đại dương là sống núi giữa đại dương và nền đại dương.

Trước hết, ở Đại Tây Dương, Bắc Băng Dương, Ấn Độ Dương, nam và rìa tây châu Mỹ của Thái Bình Dương có hệ thống *sống núi giữa đại dương*. Tên gọi sống núi giữa đại dương là do lúc đầu chỉ mới phát hiện được hệ thống này ở giữa Đại Tây Dương. Những thành tựu mới của khoa học trái đất đã xác nhận đây là một hệ thống cấu trúc khổng lồ của đáy đại dương và vỏ quả đất nói chung. Bề rộng của hệ thống này từ vài trăm kilomet đến 1500km và tổng bề dài tới 60.000km, nếu kể cả các nhánh nữa thì tới 80.000km. Chúng chạy từ Bắc Băng Dương qua giữa Đại Tây Dương, vòng qua nam châu Phi sang giữa Ấn Độ Dương. Từ đây chúng chia làm hai nhánh, nhánh thứ nhất chạy lên phía bắc đâm vào vùng Biển Đỏ, nhánh thứ hai chạy theo hướng đông nam, vòng qua nam châu Úc và đi vào nam Thái Bình Dương, chạy tiếp theo vùng đối diện bờ tây của Nam Mỹ rồi tiếp cận vào bờ biển Trung Mỹ (h. 4-8).

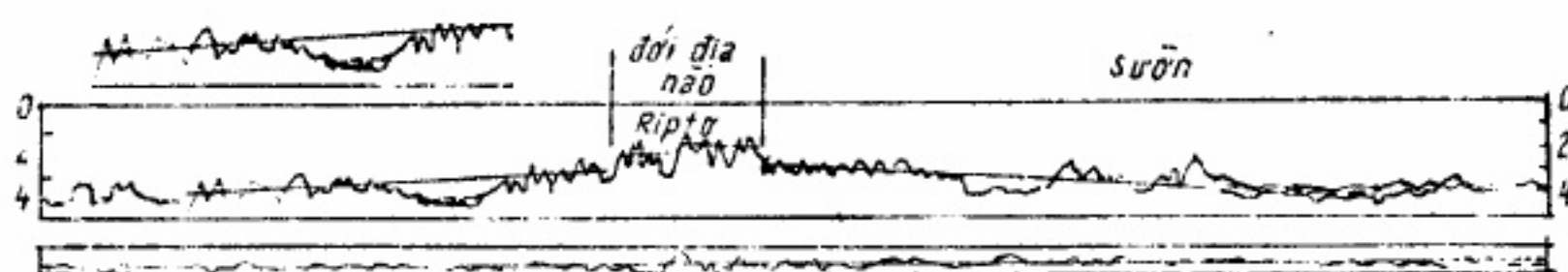


Hình 4-8. Hệ thống sống núi giữa đại dương của thế giới (cũng còn gọi là đai núi đại dương).

Nói chung hệ thống sống núi giữa đại dương là vùng nâng cao so với đáy đại dương. Ở đây lớp trầm tích thường rất mỏng. Hệ thống này lại bị những đứt gãy cắt ngang, ở Đại Tây Dương các đứt gãy này theo phương á vĩ tuyến còn ở Ấn Độ Dương thì theo phương á kinh tuyến. Theo phương của hệ thống đứt gãy đó trục của hệ thống sống núi giữa đại dương bị chuyển dịch ngang rất rõ rệt (h. 4-9) mà điển hình là ở phần giữa của Đại Tây Dương.

Bề mặt của sống núi giữa đại dương bị chia cắt, nhiều hẻm sâu chạy dọc hệ thống và có thành gần thẳng đứng đã chia sống núi giữa đại dương thành các khối dạng tấm xếp dọc hệ thống sống núi. Càng gần phần trục càng bị chia cắt mạnh, đến chính giữa vùng trục có những hẻm dạng hào chạy rất dài, sâu đến 5km và rộng từ khoảng 5km đến vài chục kilomet, gọi là riptơ. Theo những mẫu đá lấy được ở đáy Ấn Độ Dương và Đại Tây Dương thì đá ở riptơ gồm các loại đá bazơ (gabro, gabro—norit) và các đá siêu bazơ bị secpentin hóa (hacbuagit, đunit v.v...). Ngoài đá bazơ và siêu bazơ ra trong các riptơ còn gặp đá phun trào bazơ và bazan pofirit.

Theo phương hai bên sườn của sống núi đại dương, sau hệ thống riptơ là đới bị chia cắt gồm những dải nâng và trũng sụp rộng 5—15km, cao trên 1km và nghiêng đến 15—20°. Bề dày trầm tích biển ở đây tới 100m. Tiếp sau nữa là khoảng đáy bình nguyên cũng bị chia cắt với biên độ nâng hạ 500—700m. Sau cùng là sườn của sống núi giữa đại dương có bề rộng hàng trăm kilomet (h. 4-9). Ở vùng này lớp trầm tích đã khá phát triển có bề dày khá lớn và có tuổi từ Krêta đến nay.



Hình 4-9. Cấu tạo cắt ngang của dải sống núi giữa Đại Tây Dương.

Riptơ không phải là một mảng sâu đơn lẻ mà là một hệ thống kiểu hào làm thành một đới ở phần trục của hệ thống sống núi giữa đại dương. Dọc theo đới này có động đất mạnh và nhiều núi lửa hiện tại. Đây thường là những núi lửa ngầm. Đôi khi chúng khá cao và vượt lên khỏi mực nước biển hình thành những đảo núi lửa như Băng Đảo, Xanh Hêlen v.v... Núi lửa thường mang theo đá siêu bazơ, chứng tỏ riptơ đã hình thành do đứt gãy sâu xuống phần dưới của vỏ quả đất, ở mức lớp vỏ manti trên.

Cấu trúc sống núi giữa đại dương ta vừa nói trên là một cấu trúc không lồ của hành tinh, vai trò của chúng ra sao trong cấu tạo vỏ quả đất hiện nay khoa học cũng chưa nắm rõ.

Yếu tố cấu tạo lớn thứ hai của đáy đại dương là *nền đại dương*. Nền đại dương chiếm khoảng diện tích giữa sườn lục địa và hệ thống sống núi giữa đại dương. Ở Đại Tây Dương có hai nền là tây Đại Tây Dương và đông Đại Tây Dương, còn ở Ấn Độ Dương có ba nền là tây, đông và nam Ấn Độ Dương. Nền đại dương ở Thái Bình Dương là một khoảng rộng mênh mông chỉ trừ phía nam của đại dương không lồ này.

Bề mặt của nền đại dương có địa hình bình nguyên hoặc đồi với bề sâu 5 — 6km. Ở địa hình bình nguyên, trên mặt có phủ lớp trầm tích lục nguyên mịn. Bình nguyên đồi có liên quan đến quá trình hoạt động của núi lửa. Chính những đồi đó là những núi lửa ngầm, phần lớn đã tắt.

Trong nền đại dương có những dải nâng cao dạng tuyến, dài hàng nghìn kilomet và rộng vài trăm kilomet, cao hơn đáy chung vài ba kilomet, chúng thường có dạng lũy và có hai loại: lũy đơn giản và lũy nguồn gốc núi lửa. Lũy nguồn gốc núi lửa là vùng nổi cao có liên quan với đứt gãy của vỏ quả đất, hình thành những núi lửa dạng chóp. Một trong những lũy nguồn gốc núi lửa điển hình là đảo Ha oai, trong đó có những núi lửa cao đến 9 — 10km so với đáy đại dương. Những đứt gãy như thế cắt ngang Thái Bình Dương ở phía tây của Bắc Mỹ và Trung Mỹ, từ gần bờ chạy sâu vào đại dương hàng trăm kilomet.

Ngoài hai dạng cấu tạo chủ yếu nêu trên, ở Thái Bình Dương còn có miền trũng sụp sâu, hẹp và dài chạy gần như vòng quanh nền đại dương. Đó chính là vùng biển sâu nhất thế giới (biển Curin, Nhật Bản, Philipin, Marian v.v...). Bề rộng của những máng sâu này chỉ 2 — 5km, được hình thành do hoạt động đứt gãy sâu. Những máng sâu này thường đi kèm theo các quần đảo dạng cung như quần đảo Aleutin, Curin, Nhật Bản, Philipin, Samoa, Tonga v.v..., máng sâu ở gần bờ châu Mỹ chạy dọc theo dải núi Andet ở Nam Mỹ.

Trên thế giới, về mặt địa lý, chỉ có vài vùng có máng biển sâu ngoài phạm vi của Thái Bình Dương, nhưng về mặt cấu trúc cũng có thể coi thuộc cấu tạo của hệ thống máng biển của Thái Bình Dương. Vùng biển Caribê và quần đảo Angti tuy ở Đại Tây Dương, nhưng có thể coi thuộc yếu tố cấu tạo của Thái Bình Dương từ tây Trung Mỹ chạy qua. Quần đảo và máng biển sâu ở nam châu Mỹ và tây nam Indonêsi-a cũng vậy.

Thái Bình Dương có cấu tạo khác với các đại dương khác đã được chú ý đến từ lâu và là dẫn liệu cho quan niệm về nguồn gốc khác nhau của các đại dương. Theo quan niệm này, Thái Bình Dương được coi là cổ nhất và có thể là phần sót của đại dương nguyên thủy của vỏ quả đất. Các đại dương khác được coi là đại dương thứ sinh, được hình thành vào những thời gian khác nhau, trong đó Ấn Độ Dương được coi là cổ hơn Đại Tây Dương và Bắc Băng Dương.

Cũng có quan niệm khác coi đại dương đều có tuổi cổ như nhau, nhưng số này coi là đại dương nguyên thủy số khác coi là đại dương thứ sinh.

PHẦN THỨ HAI

LỊCH SỬ VỎ QUẢ ĐẤT

Quả đất đã được thành tạo như thế nào và từ bao giờ, đến nay chỉ có những giả thuyết khoa học về vấn đề này. Người ta ước tính quả đất đã có thể được thành tạo cách đây 5 tỷ năm và tất nhiên ngay từ lúc được hình thành quả đất đã bắt đầu có đời sống của nó. Tuy nhiên khoa học địa chất chỉ có thể tìm hiểu lịch sử hoạt động của vỏ quả đất từ những tư liệu là những đá và khoáng vật cổ nhất hiện biết trên vỏ quả đất. Thời gian bắt đầu của lịch sử địa chất vỏ quả đất được coi như từ khi bắt đầu có những đá, khoáng vật cổ nhất đó. Theo cách xác định tuổi tuyệt đối của đá bằng phương pháp phóng xạ thì các đá cổ nhất hiện biết vào khoảng trên 3,8 tỷ năm. Việc quy định thời gian lịch sử của vỏ quả đất như vậy cũng chỉ là quy ước, bởi vì tất nhiên đã phải có những đá già hơn nữa mà từ gốc đó qua quá trình địa chất đã hình thành nên các đá cổ nhất mà ta hiện biết. Điều chắc chắn là khoa học địa chất ngày càng phát triển, cùng với những thành tựu của các khoa học khác, địa chất học sẽ ngày càng có thể tìm hiểu về lịch sử vỏ quả đất trong quá khứ xa xưa hơn nữa. Thời gian xa xưa trước giai đoạn lịch sử địa chất người ta gọi là giai đoạn tiền lịch sử địa chất hay đúng hơn có thể gọi là thời gian vũ trụ của quả đất.

Thời gian khoảng 3,8 tỷ năm của lịch sử địa chất trên vỏ quả đất chắc chắn đã xảy ra vô vàn sự kiện địa chất lớn lao. Tuy nhiên sự hiểu biết về lịch sử vỏ quả đất trong giai đoạn vừa nêu không đồng đều, sự hiểu biết của khoa học địa chất về các sự kiện lịch sử địa chất càng ít hơn đối với thời gian địa chất càng xa hơn. Thực sự loài người chỉ mới hiểu biết tương đối đầy đủ về lịch sử vỏ quả đất bắt đầu từ những tầng đá cổ nhất có chứa nhiều di tích sinh vật, tức là bắt đầu từ kỷ Cambri. Như vậy tuy ta kể thời gian lịch sử địa chất khoảng 3,8 tỷ năm nhưng lịch sử vỏ quả đất thực sự chỉ được nghiên cứu tương đối đầy đủ là khoảng lịch sử hơn 500 triệu năm tức là thời gian của các nguyên đại Cổ sinh, Trung sinh và Tân sinh (Paleozoi, Mezozoi và Kainozoi). Khoảng thời gian lịch sử địa chất từ Cambri trở về trước do đá bị biến chất, biến vị rất phức tạp lại hầu như không chứa hoá thạch nên khoa học địa chất còn biết rất ít về các sự kiện lịch sử của giai đoạn này. Tuy các đá có tuổi trước Cambri được phân làm hai giới Thái cổ (Aekêi) và Nguyên sinh (Proterozoi), nhưng thông thường người ta xét lịch sử hai nguyên đại Aekêi và Proterozoi chung vào giai đoạn Tiền Cambri.

LỊCH SỬ VỎ QUẢ ĐẤT TRONG TIỀN CAMBRI

ĐẶC ĐIỂM CHUNG VÀ NGUYÊN TẮC PHÂN CHIA ĐỊA TẦNG TIỀN CAMBRI

Trên bề mặt vỏ quả đất, trong một số cấu tạo nhân của những phức nếp vòng lớn, trong các khiên của các nền cổ hoặc trong các địa khối giữa v.v..., ta thường thấy lộ ra những đá biến chất cao, uốn nếp phức tạp và hầu như không chứa các di tích hóa thạch. Ta có thể thấy những loại đá như vậy ở đới Sông Hồng, nằm giữa lưu vực sông Chảy và sông Hồng, hay ở vùng Quảng Ngãi — Cồng Tum. Ở những nơi có cấu tạo địa chất rõ nét, vùng lộ tốt, như ở vùng hẻm Coloradô ở Bắc Mỹ hay ở vùng đông bán đảo Scandina, người ta có thể theo dõi được rõ mối quan hệ của những đá biến chất cao với những đá già nhất của Paleozoi phủ phía trên (h. 5-2 và 5-4). Những đá biến chất cao đó được thành tạo trong các nguyên đại Ackêi và Proterozoi mà người ta vẫn gọi chung là Tiền Cambri.

Trước kia người ta coi Ackêi là nguyên đại không có sinh vật và do đó đã gọi nó là nguyên đại vô sinh hay Azoi (tiếng Hy Lạp A : không, zoi : sinh vật), còn Proterozoi là nguyên đại mới chỉ có những dạng sinh vật nguyên thủy, nhưng cũng không để lại hóa thạch. Ngày nay quan niệm đó không còn phù hợp nữa, vì nhiều nơi người ta đã phát hiện được di tích hóa thạch trong đá Tiền Cambri, tuy còn rất nghèo nàn; hơn nữa những di tích đó cũng đã thể hiện sinh vật tiến hóa khá cao, chứng tỏ chúng đã trải qua quá trình phát triển, tiến hóa rất lâu dài. Có lẽ hợp lý hơn là theo cách gọi giai đoạn trước Cambri là Ẩn sinh (Kryptozoi) còn giai đoạn từ Cambri đến hiện nay là Hiện sinh (Phanerozoi). Dù sao thì rõ ràng đá Tiền Cambri và đá của các nguyên đại trẻ hơn khác nhau ở điểm cơ bản nhất là ở sự có mặt các hóa thạch sinh vật ở các nguyên đại trẻ.

Lịch sử Tiền Cambri đã diễn ra trong một quãng thời gian rất lâu dài : trên 3 tỷ năm, nhưng khoa học địa chất còn biết rất ít về lịch sử Tiền Cambri. Cũng chính vì không có di tích hóa thạch mà không có tiêu chuẩn đúng đắn để liên hệ hợp nhất địa tầng của chúng ở các nơi khác nhau. Điều này là trở ngại rất lớn đối với việc đánh giá thời gian của các sự kiện lịch sử địa chất trên thế giới. Việc phân định thời gian lịch sử địa chất bằng phương pháp phóng xạ cũng chưa cho được những số liệu tin cậy trong việc đối chiếu so sánh địa tầng, vì với sai số 10% thì để định tuổi 1 — 2 tỷ năm ta có thể sai số 100 — 200 triệu năm là con số quá lớn. Việc phân chia địa tầng Tiền Cambri chủ yếu dựa vào so sánh mức độ biến chất và biến vị của đá. Như ta đã biết mức độ biến chất và biến vị của đá phụ thuộc vào rất nhiều yếu tố, do đó việc đánh giá đá càng biến chất và biến vị cao có tuổi càng già không phải là điều đáng tin cậy trong mọi trường hợp. Trong thực tế ở những mặt cắt lộ tốt có thể theo dõi rõ ràng

đá của Thái cổ biến chất cao hơn hẳn so với đá của Nguyên sinh và gồm những đá như gơnai, amfibolit v.v... Tuy nhiên trong thực tế ở Việt Nam chúng ta cũng có thể lấy được ví dụ khác với quy luật trên. Ở vùng Đại Thi (Chiêm Hóa — Tuyên Quang) mức độ đá biến chất rất cao, bao gồm các loại đá như đá phiến mica, đá hoa, quaczit v.v... Người ta đã từng định tuổi Proterozoi cho chúng, vì mức độ biến chất của đá ở đây cao hơn hẳn so với các trầm tích Paleozoi ở các vùng khác của Việt Nam. Trong những năm gần đây, trong đá vôi bị hóa đá hoa xen với đá phiến kết tinh đã phát hiện được nhiều hóa thạch san hô hoàn toàn giống với hóa thạch đã phát hiện trong các trầm tích Devon ở những vùng xung quanh; còn ở vùng Leningrat trầm tích chứa hóa thạch Cambri đến nay vẫn còn ở trạng thái sét dẻo phân lớp mỏng.

Đến nay trầm tích Tiền Cambri vẫn chỉ được phân chia dựa vào độ biến chất, biến vị của đá, và cũng chỉ có những thang địa tầng địa phương cho từng khu vực. Phần lớn người ta chia Thái cổ (Aekêi) làm hai phức hệ, còn Nguyên sinh (Proterozoi) làm ba phức hệ. Nhiều nhà địa chất mà đại biểu là Shatski (Liên Xô) muốn chia đá Tiền Cambri làm ba giới: Thái cổ, Nguyên sinh và Rifei. Đá của Rifei ứng với phần trên của Nguyên sinh, có mức độ biến chất kém hơn hẳn đá Nguyên sinh và ứng với một giai đoạn phát triển khác hẳn với Thái cổ và Nguyên sinh. Các nhà địa chất Trung Quốc và nhiều nhà địa chất Liên Xô khác lại ủng hộ quan niệm của Grabau và tán thành việc lập hệ Sini ứng với giai đoạn phát triển giữa Proterozoi và Paleozoi, coi Sini thuộc hệ đầu tiên của giới Paleozoi. Cho đến nay, Hội nghị địa chất quốc tế chưa có quyết định nào về vấn đề này, việc sử dụng quan niệm này hay quan niệm khác là tùy theo tình hình phát triển địa chất khu vực và tùy sự lựa chọn của các nhà địa chất khu vực.

PHÂN BỐ VÀ ĐẶC ĐIỂM CỦA TRẦM TÍCH TIỀN CAMBRI

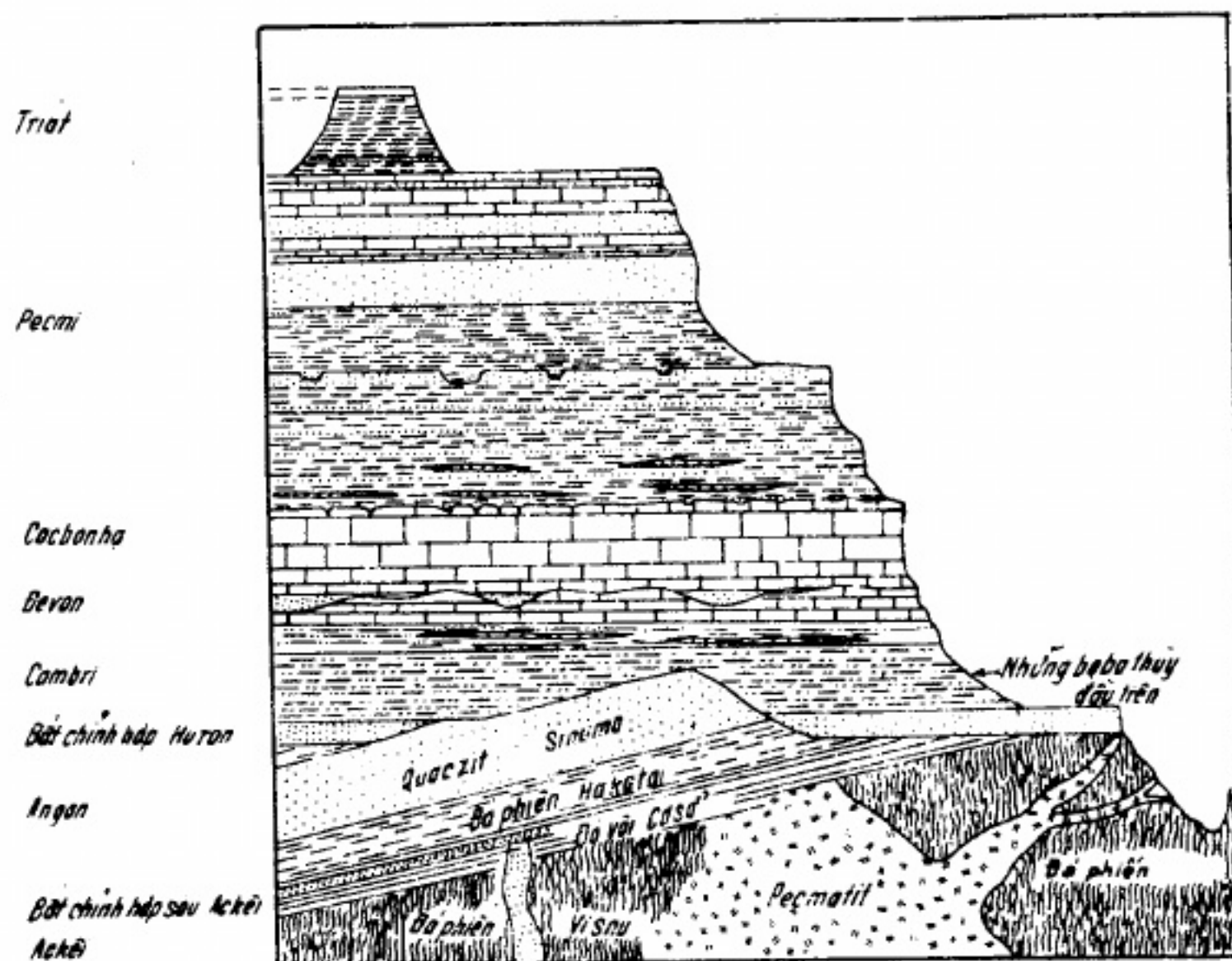
Đá của Tiền Cambri là những đá cồ nhứt, chúng bị các đá trẻ phủ trên, vì thế không phải ở mọi nơi đá Tiền Cambri có thể lộ ra trên mặt. Chỉ trong những cấu trúc nổi cao của vỏ quả đất, các nhân của phức nếp vòng lớn, các địa khối giữa và các khiên của các nền cồ là có thể lộ đá Tiền Cambri. Diện lộ đá Tiền Cambri lớn nhất là ở các khiên thuộc các nền cồ (h. 5-1) như nền Đông Âu (khiên Bantic), nền Bắc Mỹ (khiên Canada), nền Trung Quốc (khiên Sơn Đông — Triều Tiên), nền Sibéri, nền Úc, Ấn Độ, Phi châu và Nam Mỹ. Ở Việt Nam đá Tiền Cambri cũng lộ ra ở đới Sông Hồng và khối nâng Công Tum. Hai khiên Canada và Bantic là những nơi đá Tiền Cambri được nghiên cứu kỹ nhất. Đặc biệt mối quan hệ giữa đá Tiền Cambri và các đá trẻ hơn được thể hiện rất rõ trong vùng Coloradô (Bắc Mỹ) (h. 5-2).



Hình 5-1. Sơ đồ phân bố các cấu trúc chính trên vỏ quả đất (theo Khain và Muratov)

1. nền cô; 2. baicalit; 3. caledonit; 4. hexinit; 5. mezozoit; 6. anpit; 7. hệ thống sống núi giữa đại dương.

I. nền Bắc Mỹ; II. nền Đông Âu; III. nền Sibêri; IV. nền Trung Quốc; V. nền Úc; VI. nền Ấn Độ; VII. nền Phi; VIII. nền Nam Mỹ; IX. nền Nam cực.



Hình 5-2. Sơ đồ mặt cắt địa chất vùng Coloradô (Bắc Mỹ)

Ở mọi nơi trên thế giới trầm tích Tiền Cambri có những đặc tính phân biệt hẳn với các trầm tích trẻ hơn.

1. Đá Tiền Cambri, có trình độ biến chất rất cao

Các đá biến chất thường hay gặp là gơnai, đá phiến mica, amfibolit, quaczit, đá hoa v.v... Ở những phức hệ trẻ của Nguyên sinh có thể gặp những đá biến chất kém hơn như đá phiến clorit, đá phiến tan, filit v.v... Một số khá lớn đá của Tiền Cambri do biến chất từ đá mẹ là đá macma, chúng thường biến thành otogonai, tuy nhiên ta cũng gặp nhiều paragonai do đá phiến sét biến chất sâu tạo nên.

2. Đặc điểm quan trọng thứ hai của đá Tiền Cambri là phong phú các loại đá macma mà phần lớn chúng đã bị biến chất như granitoit biến thành otogonai còn các loại đá phun trào biến thành đá phiến clorit, đá phiến tan v.v... Các loại xâm nhập granit và granodiorit rất phổ biến và ở dạng batolit. Hiện tượng biến nhập và micmatit hóa cũng rất hay gặp trong các thành hệ đá Tiền Cambri.

Tính biến chất cao và nhiều xâm nhập, phun trào chứng tỏ tính chất hoạt động mạnh của vỏ quả đất trong Tiền Cambri. Chính sự biến chất cao cũng như hoạt động macma mạnh mẽ là bằng chứng phần vỏ quả đất bị sụp võng sâu kiểu địa máng.

3. Đá Tiền Cambri bị biến vị mạnh mẽ

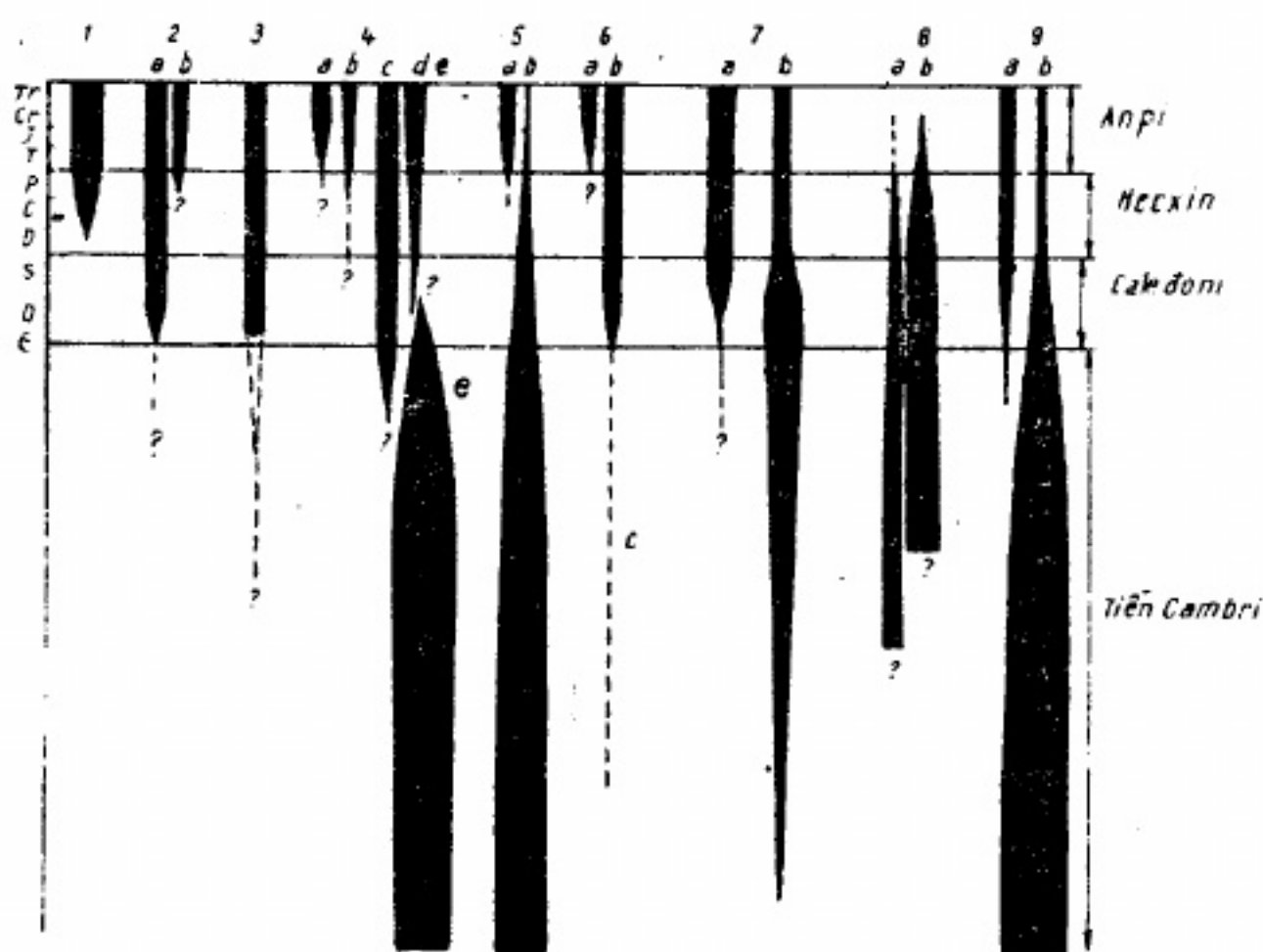
Tính chất uốn nếp và đứt gãy phức tạp là đặc tính thông thường của đá Tiền Cambri, sự uốn nếp thể hiện ở nhiều hình thái khác nhau, nhiều khi không phải chỉ có những uốn nếp lớn và nhỏ mà còn có cả những uốn nếp nhiều vi. Sự uốn nếp và đứt gãy phức tạp nhiều khi làm đảo lộn cấu trúc của các thành hệ đá, gây những khó khăn lớn cho nhà địa chất. Rõ ràng là trong Tiền Cambri đã diễn ra những quá trình vận động uốn nếp mãnh liệt.

4. Các thành hệ đá Tiền Cambri rất nghèo di tích sinh vật

Nếu so ngay các trầm tích trẻ của Nguyên sinh và trầm tích Cambri chúng ta cũng thấy rất rõ sự khác nhau rõ rệt, trong khi trầm tích Cambri chứa rất phong phú di tích sinh vật thì trong trầm tích lót trực tiếp dưới nó đã hầu như vắng bóng hóa thạch. Tuy nhiên chúng ta cũng gặp đá vôi có nguồn gốc tảo hình thành những tầng đá vôi rất dày. Trong các thành hệ Nguyên sinh, thặng hoặc người ta cũng đã gặp một số ít di tích trùng phóng xạ (Radiolaria), trùng lỗ (Foraminifera), gai bông biển (Spongia) hoặc vết tích giun bò v.v...

Liên quan đến sự nghèo nàn di tích sinh vật, các đá có nguồn gốc hữu cơ cũng rất hiếm trong các thành hệ Tiền Cambri. Các loại dầu mỏ, than đá hoàn toàn vắng mặt trong trầm tích Tiền Cambri. Ngoài đá vôi tảo ra, việc phát hiện các đá hữu cơ khác như sungit (một loại chứa than dạng grafit ở Carêli) chỉ là trường hợp đơn độc.

5. Trong thành phần đá Tiền Cambri có chứa nhiều loại đá không gặp hoặc rất ít khi gặp trong trầm tích trẻ



Hình 5-3. Tỷ lệ phân bố trầm tích hóa học và sinh học (Strakhov, 1948).
 1. than đá ; 2. halogen :
 a) muối mỏ, thạch cao, b) muối kali ; 3. fotforit :
 4. quặng sắt : a) thuộc vỏ phong hóa, b) trầm tích hồ, c) trầm tích biển, d) thuộc đá gloconit, e) jaspilit ;
 5. quặng mangan : a) thuộc vỏ phong hóa, b) trầm tích biển ; 6. trầm tích boxit :
 a) thuộc vỏ phong hóa, b) trầm tích biển và hồ, c) biến chất ; 7. đá vôi :
 a) sinh vật, b) hóa học ; 8. dolomit nguyên sinh :
 a) biển, b) vụng vịnh ; 9. đá silic : a) sinh vật, b) hóa học.

Đặc trưng nhất cho những loại ta vừa kể là jaspilit hay còn gọi là quaczit sắt. Đó là một loại quaczit phân lớp mỏng xen những lớp quặng sắt hematit cũng phân lớp mỏng. Những loại quặng sắt như vậy rất phổ biến trong các trầm tích Tiền Cambri, chúng hình thành phần chủ yếu trong trữ lượng quặng sắt trên thế giới. Theo Strakhop trữ lượng sắt do jaspilit gấp đến 22 lần toàn bộ các loại quặng sắt khác. Jaspilit hầu như không gặp trong các trầm tích trẻ hơn, chỉ có đôi nơi người ta đã gặp trong trầm tích Cambri mà thôi. Ngoài jaspilit ra, trong Tiền Cambri cũng phổ biến các loại trầm tích hóa học như dolomit và đá vôi hóa học.

Sự khác biệt về các loại đá giữa Tiền Cambri và các trầm tích trẻ hơn thể hiện trên sơ đồ của Strakhop (h. 5-3). Ngoài sự nghèo nàn về trầm tích hữu cơ và phong phú trầm tích hóa học trong đó chủ yếu là jaspilit ra, trong đá Tiền Cambri cũng vắng mặt một số loại đá phổ biến trong trầm tích trẻ như các loại muối mỏ, thạch cao, folforit (h. 5-3).

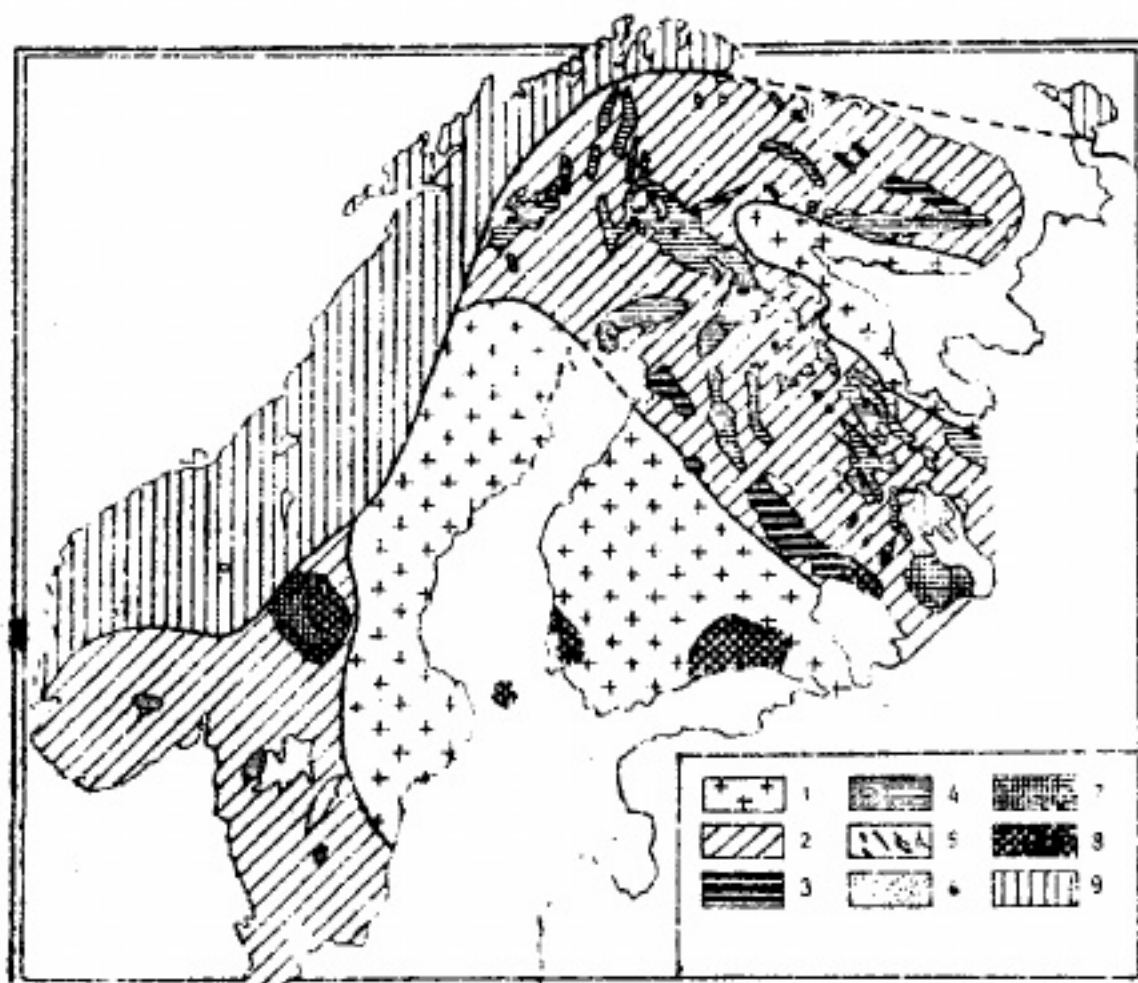
TIỀN CAMBRI Ở MỘT SỐ NƠI TRÊN THẾ GIỚI

Như trên kia chúng ta đã nói, đá Tiền Cambri chỉ được lộ ra ở những khiên của các nền cổ và ở một số các địa khối giữa, các cấu trúc nổi cao khác của vỏ quả đất. Trầm tích Tiền Cambri lộ rõ nhất và được nghiên cứu kỹ nhất là ở khiên Bantic và khiên Canada. Chúng ta sẽ đi qua lịch sử Tiền Cambri của hai khiên đó, đồng thời sẽ nói đến những đặc điểm trầm tích Tiền Cambri ở Việt Nam.

KHIÊN BANTIC

Khiên Bantic bao gồm lãnh thổ rộng lớn vùng Bắc Âu thuộc địa phận của Thụy Điển, Phần Lan và Tây Bắc Liên Xô (h. 5-4), khiên này cũng còn được gọi là khiên Thụy — Phần, vì chủ yếu nằm trên lãnh thổ Thụy Điển và Phần Lan.

Hình 5-4. Sơ đồ phân bố trầm tích Tiền Cambri ở khiên Bantic : 1. Thái cổ (Ackêi); 2. Khu vực uốn nếp Careli; 3. Các phức hệ trầm tích Careli dưới; 4. Các phức hệ phun trào và trầm tích núi lửa Careli dưới; 5. Trầm tích Careli trên (Jatuli); 6. Đá phun trào Careli trên (jatuli); 7. Cát kết Jotne; 8. Granit rapakivi; 9. Khu vực uốn nếp caledon.



Các trầm tích Tiền Cambri ở miền Bantic được phân thành các phức hệ lớn : Svioni và Botni thuộc Thái cổ và Careli, Jotne thuộc Nguyên sinh (h. 5-4)

Phức hệ Svioni



Hình 5-5. Kiến trúc micmatit trong Svioni.

Gồm đá cổ nhất trong miền Bantic (gọi theo tên nước Thụy Điển bằng tiếng La tinh : Svionia). Thành phần đá của Svioni gồm nhiều loại đá biến chất cao kiểu gơnai là leptit, do đó Svioni còn có tên gọi là phức hệ leptit. Đó là những đá phiến kết tinh sáng màu, hạt nhỏ, giàu fenpat. Một phần trong chúng là do biến chất từ các loại đá phun trào (như riolit, andezit, diaba), phần khác biến chất từ đá trầm tích (cát kết, sét). Đá của Svioni bị biến vị phức tạp và bị những khối xâm nhập granit xuyên cắt. Đồng thời trong phức hệ Svioni cũng phát triển phong phú micmatit, tức là những loại đá xen lớp mỏng của gơnai và granit (h. 5-5). Sự hình thành các micmatit cũng như sự tái nóng chảy của leptit chứng tỏ hoạt động xâm nhập diễn ra rất mạnh mẽ, ở độ sâu lớn, nhiệt độ và áp suất rất cao.

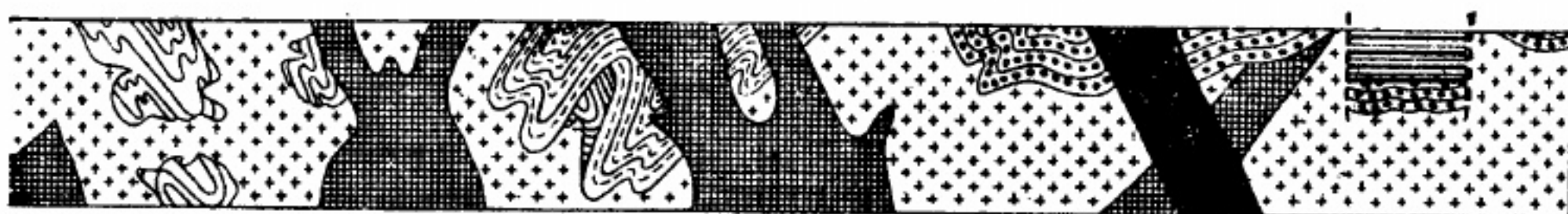
Sau khi hình thành, các đá trầm tích và phun trào đã bị cuốn vào những hoạt động uốn nếp và xâm nhập mạnh mẽ, biến chất sâu. Hoạt động uốn nếp đã xảy ra rất mãnh liệt, kết quả của nó cộng thêm những hoạt động kiến tạo về sau nữa đã tạo nên tính chất biến vị mạnh mẽ của đá. Chính trong phức hệ Svioni người ta đã quan sát thấy cả những nếp uốn hiển vi. Sau hoạt động uốn nếp, vùng miền Bantic bị nâng cao và chịu tác dụng bào mòn, về sau trên mặt bào mòn của Svioni bắt đầu thành tạo các hệ tầng trầm tích và phun trào của phức hệ Botni.

Phức hệ Botni (gọi tên theo vịnh Botni ở biển Bantic) có diện phân bố không lớn lắm, có lẽ trong giai đoạn này phần lớn miền Bantic ở trạng thái nâng cao chịu tác dụng bào mòn. Đá của phức hệ Botni gồm những hệ tầng dày (tổng cộng đến vài nghìn mét) đá filit, phiến kết tinh là sản phẩm biến chất cao của trầm tích sét. Trong filit đôi khi gặp đá biến chất từ phun trào, còn ở phần trên của Botni có mặt hệ tầng tụ phun trào bị biến chất và cuối kết dày chứa các cuội là thành phần đá phần dưới của phức hệ. Một đặc điểm đáng chú ý của phức hệ Botni là sự xen kẽ đều đặn các lớp mỏng thành phần sét và cát kết, người ta cho rằng hiện tượng này cũng liên quan đến sự dao động theo mùa trong quá trình trầm tích.

Đá của phức hệ Botni cũng bị biến vị mạnh mẽ và bị xuyên cắt bởi xâm nhập granit microclin màu hồng. Loại granit này cũng xuyên cắt cả đá của

Svioni và granit sau Svioni. Hoạt động xâm nhập sau Botni cũng dẫn đến thành tạo micmatit như đối với Svioni, và đôi khi cũng gây tái nóng chảy các đá của Botni và các đá cổ hơn.

Hai phức hệ Svioni và Botni là những đá cổ nhất trong khiên Bantic, đó là các phức hệ Thái cổ, trong đó Svioni là cơ sở dưới cùng của giới Thái cổ, nên bề dày của chúng khó mà đo tính đúng đắn được. Bất chỉnh hợp trên chúng là các đá thuộc giới Nguyên sinh (Proterozoi) (h. 5-6).



1 [wavy lines] 2 [dots] 3 [wavy lines] 4 [dots] 5 [wavy lines] 6 [dots] 7 [dashed line] 8 [horizontal lines]

Hình 5-6. Sơ đồ cấu trúc Tiền Cambri ở khiên Bantic (Strakhop, 1948)

1. Phức hệ leptit (Svioni); 2. Granit Thái cổ; 3. Phức hệ Botni và Ladoga; 4. Granit sau Botni; 5. Phức hệ Caleva và Jatuli; 6. Granit sau Caleva; 7. Mặt phá hủy đứt đoạn (kiểu máng nền); 8. Phức hệ Jotne.

Phức hệ Careli là phức hệ đầu của Nguyên sinh ở khiên Bantic (gọi theo tên vùng Careli ở Tây Bắc Liên Xô). Phức hệ Careli gồm một vài hệ tầng có diện phân bố khác biệt nhau và mối quan hệ địa tầng của chúng chưa được xác nhận thật rõ rệt.

Hệ tầng Ladoga (theo tên hồ Ladoga ở Tây Bắc Liên Xô) có trình độ biến chất cao hơn cả và gồm đá phiến mica, filit và quaczit và cả đá phiến tan, secpentinit là đá biến chất từ phun trào bazơ.

Hệ tầng Caleva (gọi theo tên cổ của Careli: Caleva) gồm chủ yếu là phiến mica, filit, quaczit và những đá phun trào bazơ bị biến chất mạnh, đôi khi còn có cuội kết và dolomit nữa. Đá của hệ tầng Caleva phân bố chủ yếu ở phía đông của khiên Bantic.

Hệ tầng Jatuli đạt tới bề dày rất lớn (tới 20.000m) gồm các đá biến chất: quaczit, dolomit và cuội kết, đôi khi còn có cả đá phiến kết tinh và cuội kết. Cùng với đá trầm tích bị biến chất đó ta gặp lớp phủ phun trào bị biến chất. Trong đá của Jatuli đã gặp di tích sinh vật, như trong dolomit đã gặp di tích hóa thạch *Carelozoon jatulicum* là một loại stromatolit. Một đặc điểm nữa là trong đá filit ta gặp những vỉa chứa phẩm vật than gần giống như sungit. Người ta chú ý thấy những đá có nguồn gốc trầm tích phân bố ở phía tây nam, còn đá gốc phun trào phân bố ở phía đông bắc của khiên (h. 5-4).

Tất cả các đá của phức hệ Careli đều bị xâm nhập xuyên cắt (h. 5-6); các đá xâm nhập này bao gồm cả axit (granit) và bazơ (gabro). Chắc chắn là xâm nhập bazơ cổ hơn vì chúng bị xâm nhập axit xuyên cắt. Phức hệ Careli cũng bị

biến vị mạnh mẽ nhưng mức độ kém hơn các phức hệ Svioni và Botni của Thái cổ mà ta đã xét trên kia.

Về đặc tính phát triển địa chất khu vực thì vào thời gian Careli vùng Bantic không đồng nhất như đại Thái cổ, chắc chắn khi này bên cạnh những sụp võng sâu đã hình thành những khối cấu trúc dương nổi cao bị tác dụng bào mòn. Tính chất sụp võng sâu, trầm tích dày, biến vị phức tạp và phong phú đá macma chứng tỏ Careli cũng đã được thành tạo trong điều kiện địa mảng. Sau khi hình thành phức hệ Careli, vùng khiên Bantic đã trải qua hoạt động uốn nếp mạnh mẽ mang tên uốn nếp Careli. Uốn nếp Careli đã cơ bản hoàn thành cấu trúc của khiên Bantic, chế độ nền được thiết lập.

Phức hệ Jotne (gọi theo tiếng cổ Na Uy jotner : người khổng lồ) là thành phần trẻ nhất của loạt đá Tiền Cambri ở khiên Bantic và có những đặc tính khác biệt so với tất cả các đá Tiền Cambri khác của khiên. Bề dày của đá không lớn (chỉ khoảng vài trăm mét), gồm cát kết dạng quaczit màu đỏ và cuội kết, đôi chỗ có xen thành phần phun trào. Điểm nổi bật của phức hệ Jotne là chúng hầu như nằm ngang trong các cấu trúc kiểu địa hào và phủ không chỉnh hợp góc rõ rệt trên các đá cổ hơn (h. 5-6), đá của Jotne cũng ở trạng thái biến chất thấp và đó là những đá trầm tích và phun trào bình thường, đây cũng là điểm khác biệt so với tất cả đá Tiền Cambri. Đá của phức hệ Jotne cũng bị xâm nhập granit xuyên cắt, đây là một loại đá granit đặc biệt gọi là granit rapakivi (tiếng Phần Lan : rapa — mục nát ; kivi — đá). Granit rapakivi là một loại granit biotit giàu kiềm dạng pofia, tinh thể fenpat dạng nổi ban lớn đến 10 — 20cm, chúng dễ bị phá hủy do quá trình phong hóa.

Nghiên cứu sơ lược qua cấu tạo của khiên Bantic chúng ta có thể rút ra được hướng phát triển lịch sử Tiền Cambri của khiên này, theo thời gian từ già đến trẻ các hoạt động biến chất, biến vị, macma giảm dần.

Mức độ biến chất của đá giảm dần từ phức hệ Svioni đến phức hệ Jotne. Trong khi phức hệ Svioni có trình độ biến chất rất cao thể hiện ở thành hệ leptit, thì mức độ biến chất giảm dần qua các phức hệ Botni — Careli và đến phức hệ Jotne thì trình độ biến chất rất thấp.

Hoạt động macma cũng giảm dần theo hướng trên đây, trong giai đoạn thành tạo Svioni hoạt động macma mãnh liệt nhất và đã góp phần quan trọng vào quá trình biến chất ; hoạt động macma ở Nguyên sinh yếu dần so với Thái cổ.

Mức độ biến vị : uốn nếp và đứt gãy của đá cũng theo chiều hướng đá càng trẻ càng đơn giản hơn. Trong phức hệ Svioni thậm chí có mặt cả uốn nếp hiển vi, còn phức hệ Jotne lại hầu như nằm ngang.

Điều dễ nhận thấy trong lịch sử Tiền Cambri của khiên là ngay từ đầu Nguyên sinh ở khiên đã hình thành những cấu trúc dương khá ổn định và một mốc đánh dấu sự chuyển biến về chế độ hoạt động địa chất vào cuối thời gian thành tạo phức hệ Careli đó là hoạt động uốn nếp Careli. Dựa theo các tính

chất đã xét trên kia, các phức hệ Svioni, Botni và Careli rõ ràng đã được thành tạo trong điều kiện địa máng, còn phức hệ Jotne được thành tạo trong điều kiện nền sau hoạt động nghịch đảo kiến tạo Careli.

KHIÊN CANAĐA

Khiên Canada cũng là một nơi lộ tốt nhất của đá Tiền Cambri và cũng được nghiên cứu kỹ. Diện lộ đá Tiền Cambri ở đây rộng lớn hơn nhiều so với khiên Bantic (h. 5-1).

Đá Tiền Cambri ở khiên Canada gồm các phức hệ là Kivatin, Timiskaming thuộc Thái cổ, Huron và Kivinau thuộc Nguyên sinh. Theo Muro (Moore, 1958), sơ đồ phân chia địa tầng Tiền Cambri ở khiên Canada như sau :

<i>Giới</i>	<i>Phức hệ</i>	<i>Hệ tầng</i>	<i>Đá xâm nhập</i>
Nguyên sinh — Proterozoi (ở Mỹ gọi là Algolkian)	Kivinau		
	Huron	Animiki	Granit Kilanei
		Coban (Cobalt)	
		Bruce	
Thái cổ — Aekêi	Timiskaming		Granit Angoman
	Kivatin		Granit Laurenxi
	Tiền Kivatin		

Thái cổ — Aekêi

Đá Thái cổ ở khiên Canada lộ rõ nhất ở phần phía nam của khiên Canada gồm hai phức hệ là Kivatin (Keewatin) và Timiskaming. Phức hệ Kivatin gồm chủ yếu là trầm tích và phun trào bị biến chất cao, phức hệ Timiskaming chủ yếu là trầm tích bị biến chất. Trong giới Thái cổ ở đây có mặt hai loại xâm nhập cổ là granit Laurenxi (Laurentian) và Angoman (Algoman).

Phức hệ Kivatin

Phức hệ này gồm những đá phun trào bị biến chất cao (điaba, diorit, pofia) và một số đá trầm tích cũng bị biến chất cao, phân bố chủ yếu ở vùng Hồ Thượng

(Lake Superior). Đá phun trào thể hiện tính chất phun trào ngầm và theo kiểu phun nghẹn từng đợt, do gặp nước dung nham bị đông nguội nhanh, xen với những lớp tụ cũng đã bị biến chất. Trong thành phần trầm tích phổ biến là silit dưới dạng jaspilit chứa sắt, ngoài ra còn có quaczit, đá phiến. Nhiều nơi đá của phức hệ Kivatin bị biến chất sâu thành gonalai và ở dạng những lớp mỏng. Đá của Kivatin bị xâm nhập Laurenxi xuyên qua, bản thân granit này cũng bị biến chất sâu và đã biến thành otogonai (orthogneiss). Bề dày của phức hệ Kivatin không đo được vì không quan sát được ranh giới dưới của phức hệ trong phạm vi tây nam khiên Canada, nơi lộ chủ yếu của phức hệ.

Ở vài nơi khác của khiên cũng lộ đá tương tự phức hệ Kivatin, nhưng có nơi các nhà địa chất còn phân định phức hệ già hơn Kivatin là phức hệ Causising (Coutchiching) hoặc Pontiac. Tuy nhiên, việc tách Causising hoặc Pontiac ra khỏi thành phần của Kivatin và coi là những phức hệ cổ hơn là vấn đề chưa được nhất trí.

Phức hệ Timiskaming

Phức hệ được gọi tên theo hồ Timiskaming, gồm chủ yếu là cuội kết, quaczit và đá phiến. Đá của Timiskaming nằm không chỉnh hợp rõ rệt trên các đá cổ hơn, chúng nằm trên mặt hào mòn phẳng cắt qua đá uốn nếp của phức hệ Kivatin cũng như đá granit Laurenxi. Dưới cùng của phức hệ Timiskaming là cuội kết cơ sở, thành phần cuội gồm các đá từ phức hệ Kivatin và granit Laurenxi. Hiện tượng này, cũng như ở đới tiếp xúc giữa granit Laurenxi và Timiskaming không có biến chất tiếp xúc, chứng tỏ granit Laurenxi đã được xuyên lên lâu trước khi trầm đọng đá của Timiskaming. Ngoài cuội kết ra Timiskaming còn có aeko (chứa nhiều sản phẩm từ fenpat của granit Laurenxi), đá phiến kết tinh, quaczit và đôi khi có ít nhiều thành phần phun trào.

Đá của Timiskaming cũng bị uốn nếp mạnh, đứt gãy phức tạp và ở nhiều nơi bị granit Angoman (Algoman) xuyên qua. Cũng giống như đá của phức hệ Kivatin, các đá uốn nếp phức tạp của Timiskaming cùng với granit Angoman sau khi hình thành miền núi uốn nếp nâng cao đã trải qua một quá trình bào mòn lâu dài để hình thành dạng bình nguyên, trước khi bước vào giai đoạn trầm đọng mới ở nguyên đại Nguyên sinh.

Nguyên sinh — Proterozoi

Đá của giới Nguyên sinh ở khiên Canada (các nhà địa chất Bắc Mỹ gọi là « Algonkian ») gồm hai phức hệ: Huron và Kivinau (Keweenaw). Thành phần đá của Nguyên sinh ở đây chủ yếu là trầm tích; bên cạnh đó các loại đá magma cũng khá phát triển, gồm granit, gabro và các loại đá bazơ khác, các mạch diabaz. Giữa đá của Nguyên sinh và Thái cổ có quan hệ không chỉnh hợp lớn, còn giữa hai phức hệ Huron và Kivinau cũng thể hiện quan hệ không chỉnh hợp góc rõ

rệt. Sự khác biệt rõ nét giữa Huron và Kiviruk là trong khi Huron bị uốn nếp, phức tạp và biến chất như các đá Tiền Cambri khác thì đá của Kiviruk chịu tác động biến chất yếu, thể nằm thoải và nhiều khi hầu như nằm ngang. Cả trong hai phức hệ đều có đá vôi và dolomit, quaczit sắt, nhiều nơi còn có trầm tích grafit chứa một lượng chất than khá lớn. Sự có mặt phong phú đá cacbonat và ít nhiều phẩm vật than cho phép người ta nghĩ đến sự phong phú của sinh giới trong biển của Nguyên sinh.

Phức hệ Huron

Phức hệ mang tên hồ Huron nơi phổ biến đá của phức hệ, các nhà địa chất Canada và Mỹ chia phức hệ này làm ba loạt là Bruce, Coban và Animiki.

Loạt Bruce dày khoảng 1500m gồm chủ yếu quaczit phân lớp và bắt đầu bằng cuội kết nằm không chỉnh hợp trên các đá cổ hơn, ngoài quaczit ra cũng còn những thành phần thứ yếu như đá phiến kết tinh, đá hoa. Theo sự phân bố của trầm tích người ta cho rằng chúng được hình thành trong những biển nhỏ. Những biển này được hình thành do những biến động địa phương trong giai đoạn nâng cao lâu dài và chịu bào mòn sau khi thành tạo trầm tích của phức hệ Timiskaming, ở Mỹ gọi thời gian này là giai đoạn bình nguyên hóa sau Thái cổ (Eparchean). Sau khi hình thành trầm tích Bruce, khu biển lại bị nâng cao, trên bề mặt ranh giới trên của loạt Bruce còn thấy rõ vết tích của sự bào mòn, nhưng quá trình nâng cao này không kèm theo những hoạt động phá hủy, uốn nếp, điều này thể hiện ở thể nằm song song giữa loạt Bruce và loạt Coban trẻ hơn.

Loạt Coban dày đến hơn 3500m, và thành phần gồm chủ yếu là quaczit giàu aeko (chiếm đến hai phần ba khối lượng của loạt). Ngoài quaczit ra còn có đá phiến phân lớp chứa quặng sắt. Loạt Coban không những chỉ nằm không chỉnh hợp trên loạt Bruce mà ở nhiều nơi còn phủ trên cả các đá kết tinh của Thái cổ, điều đó chứng tỏ khu biển được mở rộng hơn nhiều so với khi thành tạo loạt Bruce. Điểm rất đáng chú ý là trong thành phần đá ở phần dưới của loạt có mặt nhiều cuội bị mài bóng hoặc bị khía vạch gọi là tilit. Tính chất của cuội hoàn toàn giống với cuội được hình thành trong quá trình hoạt động sông băng hiện tại. Tầng chứa tilit dày đến vài trăm mét và trải rộng trên phạm vi hàng nghìn kilomet. Tilit không phải chỉ có ở miền Canada mà còn có trong trầm tích Nguyên sinh ở nhiều nơi như Trung Quốc, Ấn Độ, Úc, Phi châu và ở miền Bantic như ta đã biết.

Quá trình trầm tích loạt Coban bị ngừng do xuất hiện hoạt động uốn nếp Huron giữa kèm theo xâm nhập gabbro — diaba và nhiều nơi còn có granit nữa.

Loạt Animiki ít phổ biến và chỉ có mặt ở vài nơi như vùng hồ Huron, hồ Thượng. Mặt cắt bắt đầu bằng cuội kết cơ sở, nhưng đá chủ yếu gồm cát kết, phiến sét và đá vôi. Điểm đặc trưng của loạt Animiki là đá ít bị uốn nếp, phá hủy nhưng ở nhiều nơi cũng bị xâm nhập xuyên qua, trong đá vôi hay gặp dạng vôi tảo. Quặng sắt cũng hay gặp trong đá của loạt Animiki.

Tất cả các đá của Huron và Thái cổ đều bị uốn nếp biến chất ở các mức độ khác nhau và bị granit Kilanei (Killaney) xuyên cắt (trẻ hơn granit Laurenxi và Angoman). Nhiều dẫn liệu địa chất cho thấy rằng granit Kilanei và hoạt động uốn nếp đi cùng nó đã xảy ra vào cuối giai đoạn Animiki chứ không phải sau Kivinau như trước đây quan niệm.

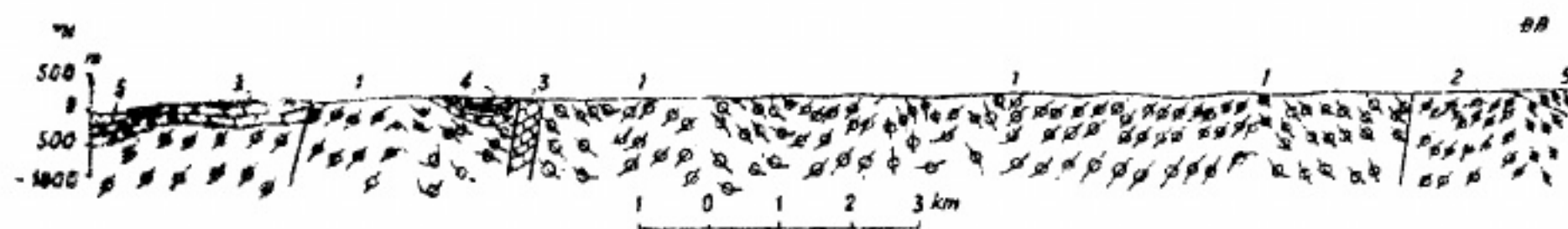
Phức hệ Kivinau

Phức hệ gọi tên theo bán đảo Kivinau, vùng hồ Thượng, là phức hệ trẻ nhất của đá Tiền Cambri ở miền Canada. Đá chủ yếu là cát kết có vết gợn sóng, đá phiến màu mận chín, đôi khi có cuội kết và những lớp mỏng vôi silit, đá phun trào bazan với cấu trúc hạnh nhân. Bề dày của phức hệ tới nhiều nghìn mét. Nói chung đá không bị uốn nếp phức tạp, nhiều nơi hầu như nằm ngang và điều đáng chú ý là phần trên của phức hệ đá lại tỏ ra bị uốn nếp hơn phần dưới.

Phức hệ Kivinau thuộc tương đá kiểu lục địa hoặc nửa lục địa. Dựa trên cơ sở đá ít bị biến chất, thể nằm thoải không bị biến vị phức tạp và những dẫn liệu khác nữa, trong thời gian gần đây nhiều nhà địa chất coi loạt Animiki và Kivinau thuộc về một giai đoạn lớn của lịch sử vỏ quả đất diễn ra sau Proterozoi và trước Paleozoi.

TRẦM TÍCH TIỀN CAMBRI Ở VIỆT NAM

Ở Việt Nam trầm tích biến chất sâu phổ biến ở nhiều nơi, trong các cấu tạo nổi cao như đới Sông Hồng, phức nếp vòng Fansipan, vùng Phu Hoạt và khối nâng Công Tum v.v... Việc định tuổi của những đá biến chất sâu này hiện còn chưa nhất trí giữa các nhà nghiên cứu. Ở đây chúng ta sẽ đi qua những vùng mà ý kiến của các nhà nghiên cứu đã thống nhất hoặc gần gũi nhau.



Hình 5-7. Mặt cắt địa chất qua vùng Thanh Ba — Vĩnh-Phú (theo LCMBVN, 1965)

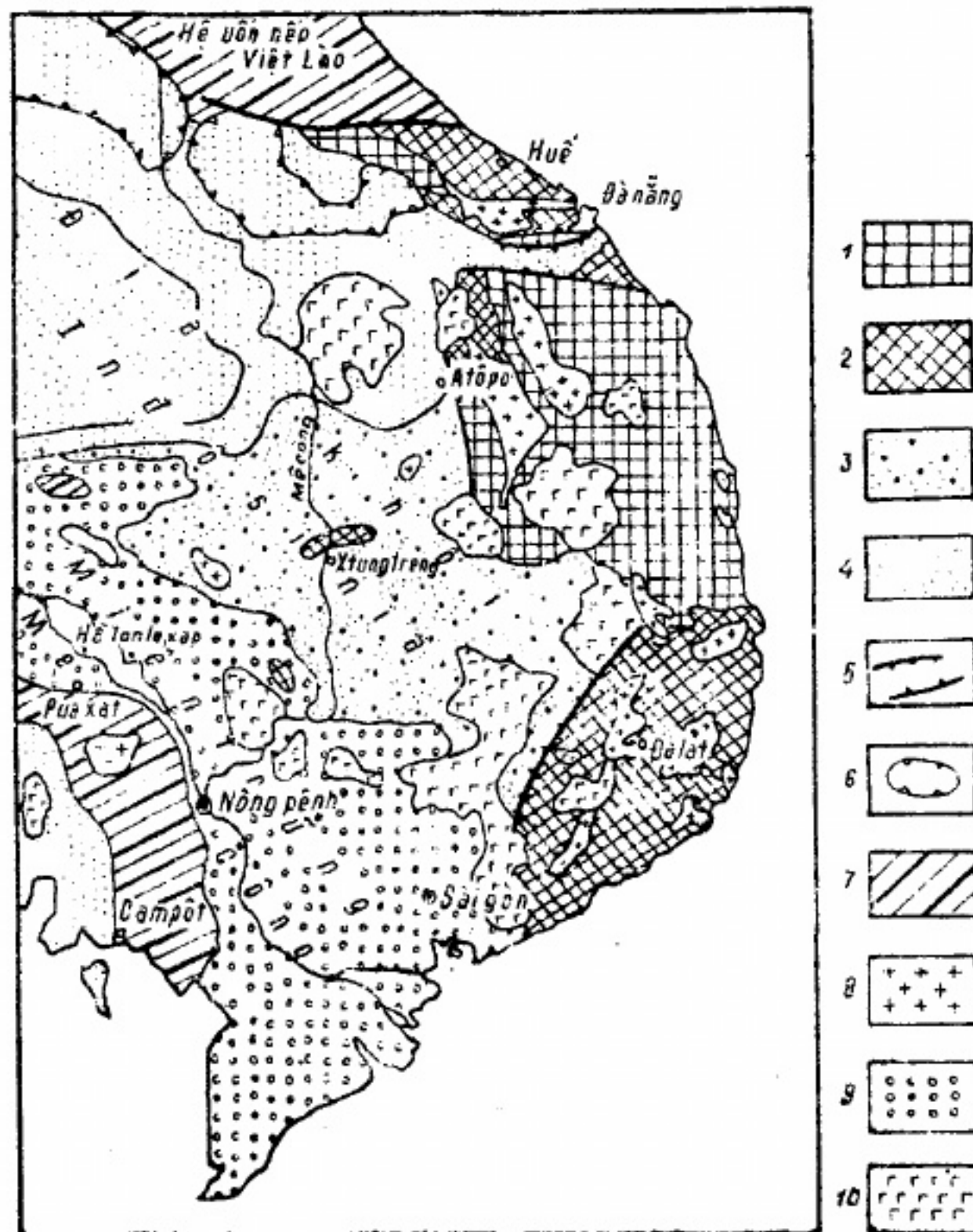
1. phức hệ Sông Hồng ; 2. trầm tích Proterozoi sau phức hệ Sông Hồng ; 3. Devon trung (?) ; 4. Jura (hệ tầng Hà Cối) ; 5. Neogen.

a) Phức hệ Sông Hồng

Phức hệ Sông Hồng gồm những đá biến chất rất cao phân bố ở đới nổi cao Sông Hồng, nằm giữa sông Hồng và sông Chảy, kéo dài từ biên giới Trung Quốc, theo hướng tây bắc — đông nam và bị chìm xuống dưới đồng bằng Bắc Bộ ở nam Việt Trì. Thành phần của phức hệ gồm đá paragonai, granit đang gơnai, đá phiến kết tinh thạch anh mica đôi khi có chứa grafit, đá thường bị tiêm nhập

granit pecmatit và nhiều khi bị granit hóa. Ngoài ra, cũng còn gặp quaczit và amfibolit. Các nhà địa chất Fromagiê, Đovjikop v.v... đều coi phức hệ Sông Hồng ứng với tuổi Thái cổ, căn cứ vào trình độ biến chất sâu đến mức granit hóa và bị uốn nếp biến vị khá phức tạp của đá. Dù sao thì phức hệ Sông Hồng cũng có tuổi già nhất trong tất cả các đá biến chất ở Việt Nam.

b) Trầm tích Tiền Cambri ở các nơi khác của miền Bắc Việt Nam. Hiện nay phần nhiều các nhà địa chất coi trầm tích Nguyên sinh ở miền Bắc Việt Nam phân bố ở phức nếp vòng Fansipan, đới Phu Hoạt (tây Nghệ An) và có lẽ cả một phần ở thượng lưu sông Mã.



Hình 5-8. Phân bố đá ở khối nạng Công Tum trong địa khối giữa Indosinia (theo Cuđriasep và đồng nghiệp).

1. Tiền Cambri ; 2. Paleozoi ; 3. Mezozoi sớm ; 4. vùng sụt, chủ yếu phát triển trầm tích lục địa Mezozoi ; 5. địa hào lấp đầy trầm tích Mezozoi ; 6. vòng nền ở địa khối ; 7. vùng cấu trúc hecxinit ; 8. granit ; 9. vùng trũng tích đọng trầm tích Kainozoi bờ rời ; 10. lớp phủ bazan.

Ở phức nếp vòng Fansipan, đôi Phu Hoạt và sông Mã trầm tích Nguyên sinh bao gồm đá phiến mica, amfibolit và quaczit. đôi khi có xen đá hoa và filit, bề dày của đá có thể đạt tới vài nghìn mét.

c) Khối nâng Công Tum (ở phía nam Trung Bộ và Hạ Lào) dài khoảng 400km và rộng tới 200km (h. 5-8). Theo Saurin nền móng của địa khối Công Tum bao gồm các thành tạo Thái cổ và Nguyên sinh.

Các thành tạo Thái cổ bao gồm các loại đá otogonai và paragonai, amfibolit. Các thành tạo Nguyên sinh bao gồm đá phiến mica chứa silimanit, disten, quaczit, amfibolit, đôi khi có những lớp mỏng đá otogonai thành phần pecmatit và aplit, ngoài ra còn có các hệ tầng granit hóa. Đá bị đứt gãy phức tạp, các thành tạo Thái cổ và Nguyên sinh thường xen kẽ nhau trong những cấu trúc bị đứt đoạn do các đứt gãy phương á kinh tuyến tạo nên.

VỀ CÁC PHÂN VỊ ĐỊA TẦNG CUỐI TIỀN CAMBRI

Trên đây đã trình bày về địa tầng Tiền Cambri theo quan niệm truyền thống được thông qua tại Hội nghị địa chất quốc tế lần thứ tư, năm 1888. Tuy vậy trong trầm tích Tiền Cambri ở miền Bantic và miền Canada chúng ta nhận thấy là đá của các phức hệ trên cùng của Proterozoi có những tính chất khác hẳn những đá Tiền Cambri khác. Đó là các phức hệ và loạt Jotne ở miền Bantic, Animiki và Kivinau ở miền Canada. Những loạt đá này có đặc tính :

- Trình độ biến chất thấp hơn hẳn các đá Tiền Cambri khác.
- Không bị uốn nếp phức tạp và nằm bất chỉnh hợp góc rõ nét trên các đá Tiền Cambri khác.
- Trong đá của những phức hệ, loạt này đã có chứa một số lượng khá nhiều di tích sinh vật hoặc sản phẩm của sinh giới, khác hẳn với các đá biến chất khác của Tiền Cambri không có di tích hữu cơ.

Những đặc tính vừa nêu của các đá trên cùng của Tiền Cambri chứng tỏ chúng được thành tạo trong những điều kiện của một giai đoạn khác hẳn với những đá được thành tạo trước đó.

Từ những năm 20 của thế kỷ này người ta đã nhận thấy điều đó và đến nay tuy chưa có một quyết định nào của hội nghị địa chất quốc tế, nhưng do tích lũy được nhiều tư liệu địa chất người ta nhận thấy cần phải tách riêng một giai đoạn lớn trong lịch sử địa chất sau Proterozoi, trước Paleozoi. Sau đây chúng ta đi qua một số nét về thành tựu nghiên cứu địa chất, địa tầng của cuối Tiền Cambri.

SINI Ở TRUNG QUỐC

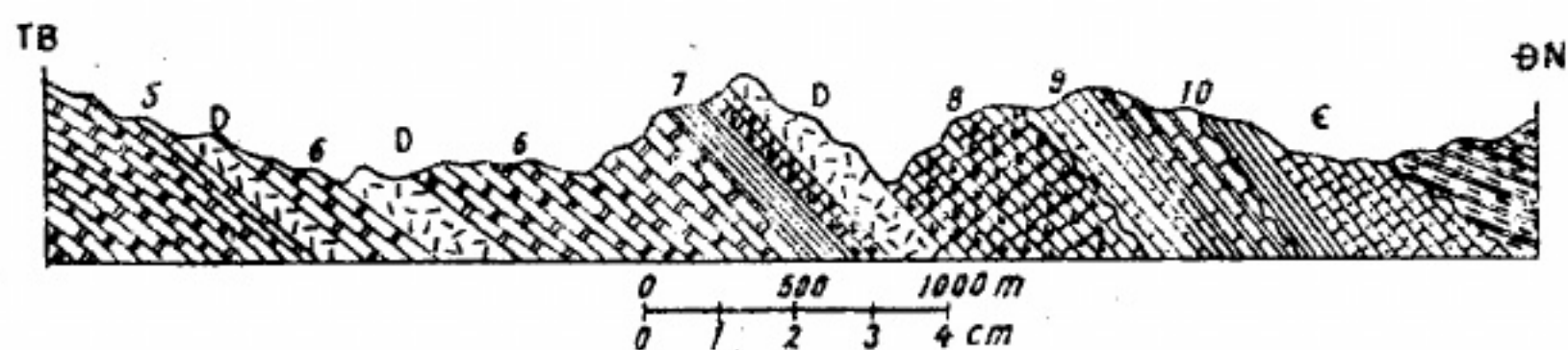
Tuy Richthofen (1882) đã dùng từ Sini đầu tiên trong địa tầng Trung Quốc nhưng Grabau (1922) là người xác lập rõ khối lượng của Sini và coi là một hệ

của Paleozoi nằm dưới Cambri. Theo Grabau, Sini ở Trung Quốc là loạt đá ít bị biến chất nằm phủ không chỉnh hợp trên đá biến chất Tiền Cambri và bị trầm tích chứa hóa thạch Cambri phủ trên. Quan niệm này của Grabau được các nhà địa chất Trung Quốc hưởng ứng và sử dụng rộng rãi trong địa tầng khu vực. Trầm tích Sini phổ biến nhất ở Bắc Trung Quốc, cả trong phạm vi nền và vùng uốn nếp. Trong đá của Sini có chứa những di tích hóa thạch thuộc nhóm stromatolit. Đó là những khối dạng cầu, đường kính khoảng 30cm, gồm những lớp mỏng cacbonat đồng tâm, từ 2 đến 5 lớp trên bề dày 1mm. Grabau gọi tên là giống hóa thạch *Collenia* (h. 5-10). Grabau cũng như một số nhà địa chất Trung Quốc khác như Wang H. C. và Ma S. Y. v.v... coi Sini là hệ đầu tiên của Paleozoi, nói chung nằm chỉnh hợp dưới trầm tích Cambri. Một số nhà địa chất khác như Lee Y. S., Kao C. S. do thấy có bất chỉnh hợp hoặc gián đoạn giữa Sini và Cambri, coi Sini thuộc Tiền Cambri.

Sau đây là một số mặt cắt cụ thể của trầm tích Sini Trung Quốc.

Vùng đông bắc Bắc Kinh (theo Kao C. S., 1934) (h. 5-9)

Trầm tích Sini ở đây rất dày nằm bất chỉnh hợp trên đá phiến kết tinh và gơnai của phức hệ Taisan.



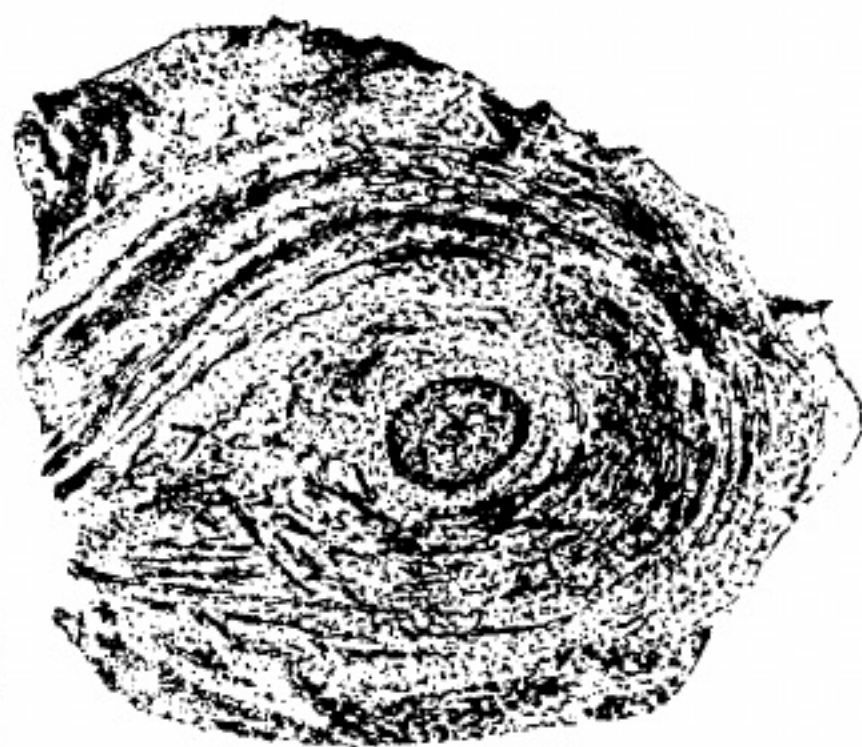
Hình 5-9. Một mặt cắt ở núi Tây Sơn gần Bắc Kinh
6-10. trầm tích Sini; E. trầm tích Cambri; D. *daicopofia*.

Sini hạ

- Quaczit và đá phiến đạt tới bề dày 1500m.
- Đá vôi silit phân lớp mỏng có xen một số lớp quaczit và đá phiến. Trong đá chứa nhiều di tích *Collenia* (h. 5-10), bề dày hơn 1000m.

Sini trung

- Đá phiến sét màu đỏ dày tới 400m tiếp xúc chỉnh hợp giả trên Sini hạ.
- Đá vôi silit có xen những lớp đá phiến sét silit (khoảng 1500m).
- Đá phiến sét đen (200m).
- Đá vôi khá sạch (350m) rất giàu *Collenia*.

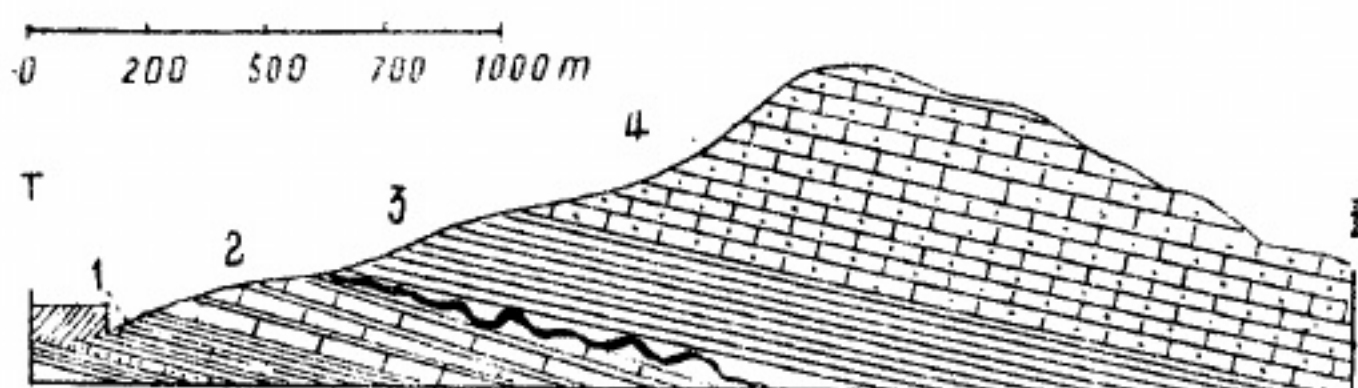


Hình 5-10. Hóa thạch *Collenia cylindrica* Grabau

Sini thượng

— Đá phiến sét và cát kết (360m) quan hệ gián đoạn với Sini trung. Ở phần dưới có nhiều lớp mỏng chứa hematit dạng trứng cá, phần giữa là đá phiến sét và phần trên là cát kết hạt thô.

— Tiếp lên trên, trầm tích Sini gồm đá phiến sét màu lục, đỏ nâu, đá vôi silit. Tận cùng của mặt cắt là đá vôi màu xám xẫm (dày khoảng 150m). Phủ không chỉnh hợp trên tập đá vôi vừa nói là đá phiến màu đỏ chứa hóa thạch bộ ba thùy Cambri sớm. Mối quan hệ giữa Sini và Cambri đã được Kao C.S. thể hiện ở hình 5-11.



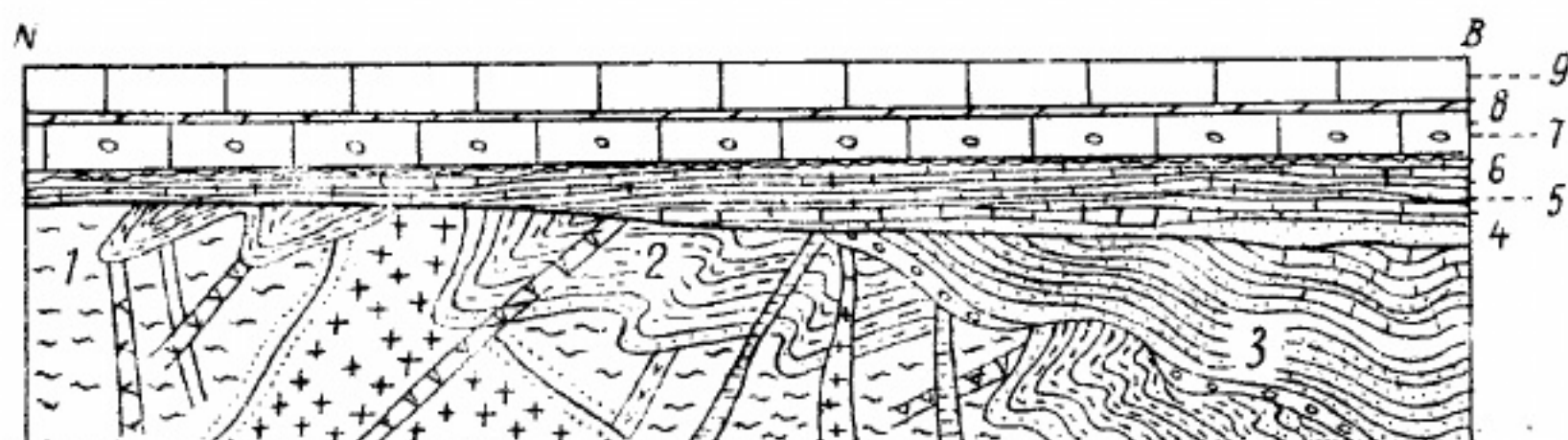
Hình 5-11. Quan hệ giữa Sini và Cambri (theo Kao C.S.).

1-2. đá phiến và đá vôi Sini thượng.

3. đá phiến sét Cambri hạ chứa bộ ba thùy, có cuội kết cơ sở ở dưới.

1. đá vôi chứa hóa thạch Cambri giữa.

Vùng vồng nền Sơn Tây. Theo Ma S.Y. trầm tích Sini có bề dày không lớn, nằm bất chỉnh hợp góc trên trầm tích Proterozoi và chuyển tiếp liên tục lên trầm tích Cambri hạ (h. 5-12). Do đó Ma S.Y. coi Sini là hệ đầu tiên của Paleozoi.

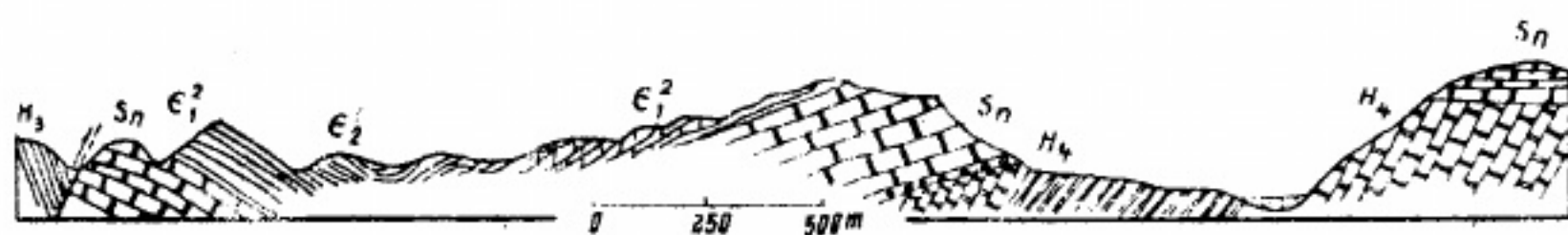


Hình 5-12. Sơ đồ mặt cắt Tiền Sini và Paleozoi vùng vồng nền Sơn Tây (theo Ma S.Y.)

1-3. loạt móng nền gồm đá biến chất, uốn nếp Tiền Sini.

4-9. loạt trầm tích phủ nền : 4. quaczit tuổi Sini ; 5. trầm tích Cambri hạ ; 6-9. trầm tích từ Cambri trung đến Ođovic.

Ở vùng núi Wutaishan cũng theo Ma S.Y., trầm tích Sini nằm bất chỉnh hợp góc trên trầm tích của phức hệ Huto (Proterozoi). Thành phần đá của Sini gồm chủ yếu là đá vôi silit và cát kết. Quan hệ giữa Sini và Cambri có nơi là bất chỉnh hợp địa tầng, có nơi là chuyển tiếp liên tục (h. 5-13).



Hình 5-13. Một mặt cắt ở Ngũ Đại huyện (theo Ma S.Y.).

H_3, H_4 — đá phiến sét, dolomit của phức hệ Huto.

S_n — hệ Sini.

$\epsilon_1 - \epsilon_2$ — trầm tích Cambri hạ, trung.

Vùng địa máng Tây Trung Quốc. Theo Wang H.C. (Vương Hồng Chân) trầm tích Sini ở vùng núi Kuruk Tag dày tới 2500m. Thành phần đá từ dưới lên trên gồm cuội kết cơ sở, cát kết, bột kết có xen những lớp đá phun trào. Tiếp lên trên là đá phiến filit chứa những di tích tilit. Cuối cùng là hệ tầng khá dày gồm đá phiến xen một số lớp cát kết và đá vôi. Trầm tích Cambri thượng nằm bất chỉnh hợp góc trên Sini.

Ở đới phía bắc của địa máng Tần Lĩnh trầm tích Sini dày tới 3000m, đó là hệ tầng đá trầm tích — phun trào bị biến chất (đá phiến lục, đá sừng, đá phiến thạch anh mica và một ít đá hoa). Trong đá phun trào thì thành phần axit chiếm ưu thế.

Qua những điều đã trình bày trên đây chúng ta thấy « hệ » Sini ở Trung Quốc có bề dày và tương đá thay đổi khá nhiều. Ở các vùng nền Trung Quốc Sini thuộc tầng dưới cùng của phủ nền, quan hệ giữa Sini và Cambri là liên tục hoặc gián đoạn địa tầng. Ở địa máng thành phần Sini phức tạp hơn gồm các thành hệ aspit và phun trào, giữa Sini và Cambri có quan hệ bất chỉnh hợp góc.

Tuổi tuyệt đối của Sini được xác định trong khoảng 740—1185 triệu năm. Tuổi tuyệt đối phần trên cùng của phức hệ Huto nằm dưới Sini là 1350 triệu năm.

RIFÊI VÀ VENĐA Ở LIÊN XÔ

Rifêi

Rifêi được Shatski xác lập và coi là một giới ngang với các giới Proterozoi, Paleozoi v.v... (tên của giới lấy theo chữ Ripheus là tên cổ bằng tiếng La-tinh của vùng Uran). Shatski dựa vào nghiên cứu mặt cắt ở Uran phân Rifêi làm ba phần là:

Rifêi hạ — loạt Buazian gồm filit, đá vôi, dolomit ở phần trên và cuội kết, cát kết, spilit, pofirit ở phần dưới. Bề dày hơn 5000m.

Rifêi trung — loạt Iurmatin nằm gián đoạn trên Rifêi hạ gồm cuội kết, cát kết, filit, đá vôi và dolomit. Bề dày khoảng 5000m.

Rifêi thượng — loạt Caratap nằm bất chỉnh hợp trên Rifêi trung, gồm cuội kết, cát kết, đá phiến vôi, đá vôi và dolomit. Bề dày 1000m.

Trong đá cả ba phần của Rifêi đều chứa hóa thạch stromatolit.

Nằm bất chỉnh hợp trên loạt Caratap là loạt Ashin gồm cát kết, cuội kết (có nguồn gốc là trầm tích sông băng — tilit) và cát kết, đá phiến sét phân lớp nhịp nhàng. Bề dày khoảng 2000m. Loạt Ashin trước đây Shatski (1957) coi phần lớn có tuổi Cambri hạ.

Quan niệm của Shatski coi Rifèi như là một nguyên đại (giới), trọn vẹn giữa Proterozoi và Paleozoi. Trong nguyên đại này đã xảy ra quá trình hoạt động địa mảng và kết thúc bằng nghịch đảo kiến tạo vào cuối nguyên đại. Đó là chu kỳ kiến tạo baican, chu kỳ đầu tiên của đại kỳ kiến tạo neogei theo quan niệm của Stin (chu kỳ kiến tạo này được Stin gọi tên là asintic. Tuy thuật ngữ asintic được phổ biến ở Tây Âu nhưng nó được đưa ra sau Shatski đến hơn chục năm). Tuổi tuyệt đối của Rifèi cách đây từ 1000 đến 1600 triệu năm.

Venda

Venda là phân vị địa tầng già nhất của lớp phủ nền Đông Âu (Sokolov, 1950). Nằm bất chỉnh hợp trên móng uốn nếp của nền là cuội kết, cát kết, sạn kết, bột kết và phun trào bazơ, tuf và trầm tích sông băng (tilit). Trong trầm tích Venda, ngoài stromatolit ra còn có dấu vết của động vật. Loạt Ashin ở Uran ngày nay cũng được coi là ứng với Venda.

Tuổi tuyệt đối của Venda là từ 570 đến 700 triệu năm.

Ngày nay ở Liên Xô còn có khuynh hướng là coi lịch sử Tiền Cambri có ba nguyên đại là Ackèi, Proterozoi sớm — giữa và nguyên đại Proterozoi muộn. Nguyên đại (giới) Proterozoi muộn gồm Rifèi và Venda, chu kỳ kiến tạo baican phát triển và kết thúc trong nguyên đại này (Muratov).

INFRACAMBRI VÀ EOCAMBRI Ở TÂY ÂU

Ở Tây Âu phổ biến thuật ngữ Infracambri để chỉ giai đoạn ứng với thời gian hình thành trầm tích sát dưới Cambri hạ. Ngoài ra, ở Tây Âu và Bắc Phi cũng dùng thuật ngữ Eocambri để chỉ giai đoạn này. Cũng có những ý kiến muốn so sánh và đánh đồng Infracambri, Eocambri với Sini hoặc Venda, nhưng về khối lượng của Infracambri, Eocambri không rõ rệt nên khó có thể có một quan niệm chính xác về vấn đề này.

Tình hình thực tế trên đây về địa tầng cuối Tiền Cambri đã cho phép các nhà địa chất các nước đi đến một nhận định thống nhất là cuối Tiền Cambri, sát trước Cambri có một giai đoạn phát triển tách biệt so với lịch sử hình thành các đá biến chất cao của Tiền Cambri nói chung.

Đặc điểm chung của giai đoạn này là hình thành các trầm tích có độ biến chất kém hẳn so với Proterozoi và Ackèi, đồng thời các trầm tích đã có chứa một số lượng khá nhiều các di tích hoạt động của sinh giới.

Những sự sai khác trong quan niệm của các nhà địa chất ở các nước là ở cách nhận định về ranh giới dưới của phân vị địa tầng thành tạo trong giai đoạn, cách sắp xếp giai đoạn này vào các đại kỳ của lịch sử vỏ quả đất và cuối cùng là tên gọi của nó. Hai quan niệm khác nhau chủ yếu là: 1) Phái của Shatski và nhiều nhà địa chất coi đây là một giai đoạn lớn ngang với các nguyên đại trong lịch sử vỏ quả đất và xếp vào lịch sử Tiền Cambri (1), trong đại kỳ kiến tạo neogei của Stin. 2) Grabau và một số nhà địa chất Trung Quốc coi đây là một kỷ (hệ) của Paleozoi. Cơ sở của quan niệm này dựa chủ yếu trên việc nghiên cứu địa tầng Sini ở nền Trung Quốc. Ở đây quan hệ giữa Sini và Tiền Sini là bất chỉnh hợp góc rõ ràng, còn giữa Sini và Cambri hoặc là liên tục hoặc gián đoạn địa tầng.

Quan niệm của phái Shatski coi giai đoạn này thuộc Tiền Paleozoi có nhiều cơ sở hợp lý hơn, dựa vào các tiêu chuẩn sau đây:

1. Tiêu chuẩn sinh địa tầng. Tất cả các giới, các hệ từ Cambri về sau được so sánh, xác lập bám chắc trên cơ sở phân tích các phức hệ hóa thạch. Sự khác biệt của Cambri và những trầm tích dưới nó là ở chỗ chỉ từ những lớp dưới cùng của Cambri mới phát triển phong phú hóa thạch, mặc dù trong «Proterozoi thượng» cũng đã có khá nhiều di tích sinh vật. Sự nghèo di tích sinh vật ngay trong những trầm tích biến chất thấp nằm dưới Cambri có liên quan với hoàn cảnh tự nhiên, điều kiện hình thành các loại thành hệ đặc trưng.

2. Trong «Proterozoi thượng» có nhiều loại thành hệ trầm tích đặc trưng mà ngay trong các trầm tích Paleozoi hạ — trung cũng không gặp nữa. Thành hệ *quaczit sắt* (jaspilit) chắc chắn được thành tạo trong điều kiện có quan hệ mật thiết với hoạt động phun trào. Trong Paleozoi hoạt động phun trào vẫn diễn ra khá mạnh, nhưng jaspilit thì chỉ gặp trong các đá trầm tích nằm dưới Cambri. Thành hệ *đolomit* cũng là một thành hệ trầm tích đặc trưng của những đá được thành tạo trước Cambri. Đolomit trong các trầm tích sau Cambri khác hẳn đolomit trước Cambri ở tỉ lệ manhê rất cao trong đolomit trước Cambri. Vinogradop, một nhà địa hóa nổi tiếng đã có kết luận là «sự giảm tỉ lệ MgO theo thời gian thành tạo trong các trầm tích cổ là có tính quy luật chung trên toàn bộ vỏ quả đất». Thành hệ đolomit trước Cambri là loại đolomit nguyên sinh và hầu như chỉ gồm có đolomit, còn đolomit sau Cambri là kiểu thành hệ muối — thạch cao.

3. Giai đoạn «Proterozoi muộn» này đặc trưng cho sự phát triển trọn vẹn của một chu kỳ kiến tạo — chu kỳ baican (asintic).

Trên thế giới ngoài các trầm tích Rifêi và Venda ở Liên Xô, Sini ở Trung Quốc, theo các nhà nghiên cứu những trầm tích «Proterozoi muộn» sau đây cũng được xếp vào chu kỳ trầm tích này:

(1) Ban đầu Shatski coi giai đoạn này chỉ gồm có Rifêi và ông gọi là nguyên đại Rifêi, về sau ông coi Venda là phần cuối của nguyên đại (giới) Rifêi.

— Ở khiên Bantic. Phức hệ Jotne và loạt Sparacmit ở rìa tây của khiên (trong vũng sụp Tronjem của địa mảng Grampian — xem chương 6).

— Loạt Animiki, phức hệ Kivinau ở khiên Canada và loạt Benta (Belt) ở Mỹ (1).

— Ở Braxin (Nam Mỹ), châu Phi, Ấn Độ và Úc, trong nền Gonvana trầm tích tương ứng với Sini hoặc Rifèi và Venda cũng thể hiện rõ nét. Thí dụ ở Nam Phi có ba loạt đá « Proterozoi muộn » phân bố ở các lãnh thổ khác nhau.

Cổ nhất là loạt Vatebec (Waterberg) ở phía bắc Transvan gồm cuội kết, cát kết thạch anh màu đỏ xen những lớp đá phiến sét. Tuổi tuyệt đối 1000 — 1400 triệu năm.

Loạt Otavi ở tây nam Phi gồm cuội kết cơ sở phân lớp xiên chéo màu đỏ và một hệ tầng dolomit dày 2000 — 3000m, tuổi tuyệt đối vào khoảng 750 triệu năm, tức là ứng với tuổi của Venda.

Loạt Nama phân bố ở lưu vực sông Orangiê gồm cuội kết, dolomit và đá vôi, dày 600 — 900m. Có lẽ đây là trầm tích trẻ nhất của « Proterozoi muộn » hoặc ngang tuổi với Otavi.

Trên kia đã phân tích về sự hợp lý trong quan niệm của phái Shatski, coi trước Paleozoi và sau Proterozoi có một nguyên đại thuộc Tiền Cambri theo quan niệm truyền thống. Tuy vậy tên gọi của nguyên đại này có lẽ dùng thuật ngữ Sini hợp lý hơn Rifèi vì những lý do sau đây :

1. Tuy số lớn những thành tựu nghiên cứu địa tầng của giai đoạn địa chất đang nói trong mấy chục năm qua thuộc về các nhà địa chất Liên Xô, nhưng thuật ngữ Sini đã được đưa ra từ khá lâu trước năm 1945 là năm mà Shatski dùng thuật ngữ Rifèi lần đầu. Không kể khái niệm ban đầu của Richthofen, khái niệm về Sini được Grabau bổ sung, chỉnh lý đã được công bố từ năm 1922.

2. Một số nhà địa chất Trung Quốc coi Sini là một hệ của Paleozoi do chủ yếu dựa trên nghiên cứu trầm tích vùng nền, nhưng khi so sánh họ cũng nêu lên rõ ràng sự tương ứng giữa Sini và Rifèi. Ngay ở những khu vực địa mảng của Trung Quốc, hiện tượng bất chỉnh hợp góc giữa Sini và Cambri (do chuyển động baican) cũng thể hiện rõ nét (Wang H. C. 1956).

ĐẶC ĐIỂM CÁC GIAI ĐOẠN LỊCH SỬ TRONG TIỀN CAMBRI

Quả đất đã trải qua một lịch sử rất lâu dài từ lúc hình thành đến trước khi thành tạo những lớp trầm tích đầu tiên của kỷ Cambri. Đến nay chúng ta còn rất ít tư liệu về lịch sử phát triển của quả đất trong khoảng thời gian dài hàng

(1) Loạt Benta phân bố chủ yếu ở địa mảng Tây Mỹ (Rock Mt.) gồm đá phiến sét, cát kết và đá vôi, trình độ biến chất không cao, chứa stromatolit. Tuổi tuyệt đối trên 1000 triệu năm.

tỉ năm đó. Càng lùi xa về quá khứ càng ít cứ liệu để luận bàn về lịch sử phát triển địa chất và cuối cùng người ta chỉ có những giả thuyết khoa học về giai đoạn khởi nguyên của quả đất.

Theo tính truyền thống, trước đây người ta coi lịch sử trước Cambri gồm hai nguyên đại là Aekêi (Thái cổ) và Proterozoi (Nguyên sinh) ứng với hai giai đoạn lớn của lịch sử vỏ quả đất. Trong thế kỷ này khoa học địa chất đã tích lũy ngày càng nhiều tài liệu và do đó đã làm sáng tỏ nhiều mặt về giai đoạn sát trước Cambri. Do tài liệu về địa tầng, macma, kiến tạo phong phú nên phần lớn các nhà nghiên cứu thống nhất nhận định cần phân định riêng một giai đoạn lịch sử địa chất sau Proterozoi, trước Paleozoi. Tuy vậy chưa có quyết định của hội nghị địa chất quốc tế về vấn đề này, nên tên gọi của giai đoạn, khối lượng địa tầng ứng với giai đoạn đó hiện nay mỗi nơi quan niệm một cách khác.

GIAI ĐOẠN KHỞI NGUYÊN CỦA QUẢ ĐẤT

Chúng ta không có được những dẫn liệu trực tiếp nào để nói về lịch sử hình thành của quả đất mà chỉ có những giả thuyết dựa vào các tài liệu nghiên cứu vũ trụ. Trong thiên văn học người ta cho rằng mặt trời và hành tinh của nó đã được hình thành trong một quá trình thống nhất và có tuổi khoảng 5—7 tỉ năm trước đây. Tuổi tuyệt đối của những đá trời (thiên thạch) rơi trên quả đất là 5 — 5,5 tỉ năm. Coi đá trời là những mảnh của một hành tinh của hệ mặt trời bị phá vỡ thì tuổi của đá trời ấy cũng chính là tuổi của các hành tinh nói chung và của quả đất nói riêng.

Theo thuyết của Fexencop thì quả đất cũng như toàn bộ hệ mặt trời được hình thành từ những đám mây bụi vũ trụ có thành phần tương tự như các đá trời hiện nay. Các phần tử của mây bụi vũ trụ đó tập trung trước tiên ở phần trung tâm và hình thành mặt trời còn phần ngoại biên cũng tập trung dần thành các hành tinh. Do sự tập trung đó, dần dần hình thành những quả cầu đặc xít, đó là các nguyên hành tinh. Trong quá trình tập trung, nén sít, các phần tử cấu thành nguyên hành tinh tất sẽ bị nung nóng chảy toàn bộ, sau đó dần dần mới hình thành vỏ quả đất.

Dù theo thuyết Fexencop hay thuyết Laplaxơ thì cũng phải giả định buổi ban đầu quả đất chưa có lớp vỏ như hiện nay. Tuổi tuyệt đối của những đá già nhất hiện biết của vỏ quả đất là khoảng 3,6 — 3,8 tỉ năm, như vậy vỏ quả đất phải được hình thành trước đó nữa, không ít hơn 4 tỉ năm.

Lúc đầu vỏ quả đất chắc còn rất mỏng và ở trạng thái dễ bị gãy vỡ. Trạng thái ấy tạo hiện tượng hoạt động phun trào rộng rãi, có thể lúc đó trên bề mặt vỏ quả đất đã hình thành những đại dương đá nóng chảy trào lên mặt qua những khe nứt, gãy của vỏ quả đất còn mỏng. Về sau, khi vỏ quả đất đã dày hơn mới xuất hiện núi lửa dạng chóp, hòng núi lửa, trạng thái này có lẽ cũng tương tự như

trạng thái còn để lại dấu vết trên mặt trăng. Trên bề mặt của vệ tinh này chúng ta thấy rõ dấu vết của một giai đoạn hoạt động mạnh mẽ của núi lửa đủ kiểu. Do không có khí quyển, thủy quyển, không có hoạt động bào mòn nên dấu vết của giai đoạn hoạt động núi lửa xa xưa trên mặt trăng còn để lại đầy đủ. Người ta cho rằng xưa kia quả đất cũng như mặt trăng đã trải qua giai đoạn phun trào mạnh mẽ, nhưng do quá trình phong hóa phá hủy, bào trui v.v... đã diễn ra trong quãng thời gian dài đằng đẳng mà những dấu vết của hoạt động núi lửa đó không được giữ lại trên mặt quả đất như trên mặt trăng.

Sự hình thành của khí quyển có lẽ gắn chặt và tiếp sau hoạt động phun trào mạnh mẽ. Sản phẩm hơi của hoạt động núi lửa gồm hơi nước, khí metan, cacbonic, amoniac, nitơ, hydro v.v... đã hình thành những yếu tố đầu tiên của khí quyển. Thành phần của khí quyển ban đầu rất khác với hiện nay. Dần dần do phát tán ra vũ trụ khí quyển mất dần các yếu tố nhẹ như hydro, heli. Đồng thời xuất hiện dần oxy tạo điều kiện cho xuất hiện sự sống về sau.

Đời sống của quả đất và vỏ quả đất nói riêng đã qua một ngưỡng cửa quan trọng khi nhiệt độ nguội dần để hơi nước có thể ngưng tụ. Trên bề mặt vỏ quả đất khi đó hình thành những bồn trũng tập trung nước, dần dần hình thành các khu biển, hồ v.v... Từ đây trên bề mặt vỏ quả đất bắt đầu các hoạt động bào mòn và trầm đọng để hình thành đá trầm tích xen lẫn với các sản phẩm của hoạt động phun trào. Từ đây cũng bắt đầu một kỷ nguyên mới trong hoạt động đa dạng của vỏ quả đất do tổ hợp các nguyên nhân nội lực và ngoại lực.

GIAI ĐOẠN ACKÊI (THÁI CỎ)

Nguyên đại Ackêi có thể kể bắt đầu từ khi hình thành những khu vực biển, hồ đầu tiên trên vỏ quả đất. Ở những khu vực đó đã hình thành những đá trầm tích đầu tiên của vỏ quả đất, chúng thường ở trạng thái xen kẽ với đá phun trào vì khi đó hoạt động núi lửa vẫn đang rất mạnh mẽ. Bản thân vật liệu trầm tích cũng là sản phẩm trực tiếp của hoạt động núi lửa (tro núi lửa, bom núi lửa v.v...) và sản phẩm vỡ vụn của những đá núi lửa trên cạn bị phong hóa. Về sau, khi một số vùng đáy biển bị nâng cao như kiểu hình thành các đảo, những phần vật trầm tích ban đầu này lại bị phá hủy và xuất hiện quá trình trầm tích lại.

Sản phẩm của hoạt động phun trào đã làm cho biển Ackêi giàu axit clohydric, axit fluoric, H_2S , CO_2 , CH_4 và các loại cacbuahydro khác. Độ axit trong nước rất cao (pH có thể tới 1—2), do thiếu oxy tự do nên chưa có thành phần sunfat trong nước. Trong khí quyển khí cacbonic đóng vai trò chủ yếu, ngoài ra còn có hơi nước, amoniac, metan và khí trơ. Dần dần trong khí quyển cũng bắt đầu xuất hiện oxy tự do (nhờ sự phân hủy của $H_2O - CO_2$) nhưng số lượng không lớn.

Thành phần đá trầm tích của Ackêi khác hẳn với đá trầm tích của các giai đoạn lịch sử sau. Như trên vừa nói, chúng chủ yếu là sản phẩm trực tiếp của hoạt động núi lửa hoặc là sản phẩm do sự phá hủy đá phun trào, ngoài ra còn nhiều sản phẩm của các loại trầm tích hóa học. Bề dày của những phức hệ đá trầm tích — phun trào Ackêi rất lớn vì được hình thành trong quãng thời gian rất lâu dài, nhiều nơi đạt tới hơn 10km. Quá trình biến chất đã biến các phức hệ này thành các loại đá gơnai amfibolit, gơnai amfibon — biotit v.v....

Đến giữa Ackêi thành phần nước biển đã có thể ít nhiều thay đổi, độ axit giảm dần và nước biển dần đổi theo hướng trung hòa. Sự thay đổi này chủ yếu do tác dụng của các loại cacbonat được tải từ các vùng cao tới sau quá trình phong hóa phá hủy đá phun trào. Các loại cacbonat (K, Na, Ca, Mg) thâm nhập vào biển tác dụng với các loại axit clohydric đã làm nảy sinh trong biển các loại muối clorua đồng thời với việc giảm độ axit của nước biển. Ngoài các loại clorua (K, Na, Ca, Mg và cả clorua Al, Fe, Mn v.v...) có lẽ lúc này trong biển cũng đã xuất hiện một số ít muối sunfat nữa. Khí quyển cũng chưa có biến đổi lớn so với trước mà chủ yếu cũng gồm amoniac, metan tương tự như khí quyển của sao Kim, nhưng có thể ở tầng cao đã có các quá trình oxy hóa và giải phóng nitơ, dần dần nitơ tăng trong khí quyển, trở nên thành phần cơ bản của khí quyển.

Sau khi đã hình thành, những hệ tầng trầm tích rất dày trải qua hoạt động uốn nếp và nâng cao, đồng thời xuất hiện những lò macma granit lớn. Những lò macma granit này có thể do sản phẩm của sự phân dị macma, do các hệ tầng trầm tích bị granit hóa khi chịu tác động của những khối macma khổng lồ xuyên lên qua các hệ thống đứt gãy và khe nứt. Lúc này hiện tượng biến chất trao đổi chắc cũng phổ biến và tham gia tích cực vào quá trình granit hóa. Nước và các hợp tạo kim loại kiềm đi theo các sản phẩm nóng chảy của lò macma xuyên lên theo các khe nứt và đứt gãy sâu, tác động vào các hệ tầng trầm tích, gây biến đổi thành phần khoáng vật bằng con đường trao đổi, nhiều khoáng vật như sét đã bị thay thế bằng fenspat. Các quá trình này diễn ra rất mạnh mẽ ở giữa Ackêi và đã gây granit hóa trên những phạm vi rộng lớn, hình thành những thể granit khổng lồ dưới dạng vòm khiến các đá biến chất xung quanh cũng phải thành dạng vòm bao quanh.

Nửa sau của Ackêi là thời gian hình thành các *nguyên địa máng*⁽¹⁾ và tích đọng các loại trầm tích trong các nguyên địa máng đó. Quá trình granit hóa diễn

(1) Về nguyên địa máng (protogéosyncline) hiện nay có hai quan niệm

1. địa máng nguyên thủy nhất, hình thành trên lớp vỏ bazan — andezit chưa bình ổn. Diện tích của địa máng này rất rộng lớn, các nếp uốn, đứt gãy trong đó khá đơn giản. Điểm đặc trưng là thể hiện mạnh mẽ các hoạt động nóng chảy sâu, micmatit hóa, biến chất khu vực nhiệt độ cao v.v...
2. địa máng nguyên thủy phân cách các nền nguyên thủy và gồm hai loại (trẻ hơn 2500 — 3000 tr. năm):
 - loại đại lục, hình thành trên nền móng nguyên thủy granit — gơnai
 - loại xen giữa các đại lục, trong đó vùng rìa hoạt động như địa máng thuần, vùng trung tâm — địa máng thực thụ.

Trên đây dùng theo quan niệm thứ nhất.

ra ở giữa Ackêi (cách đây khoảng 3 tỉ năm) đã phân vỏ quả đất thành hai loại khu vực: 1) khu vực granit hóa trở thành những vùng nổi cao trên mực nước biển. 2) khu vực không chịu tác dụng granit hóa (nguyên địa máng) vẫn giữ nguyên cấu tạo ban đầu, chiếm diện tích rộng lớn trong đó có những vùng nổi cao (granit hóa) xen kẽ. Thành phần khí quyển và thủy quyển tiếp tục biến đổi. Trong khí quyển thành phần nitơ tăng hơn; oxy cũng tăng hơn ít nhiều. Do tăng thêm vùng nổi cao, tăng thêm phẩm vật bào mòn, phong hóa đưa vào biển nên trong thủy quyển vai trò ưu thế của clorua trước kia thay bằng clorua — cacbonat. Sự tăng nồng độ của cacbonat tuy chưa đủ trung hòa hết những axit mạnh của biển nhưng cũng đã tạo điều kiện hình thành các tầng, vỉa trầm tích cacbonat canxi, manhê, sắt, mangan. Cùng với các loại trầm tích cát sét và sản phẩm phun trào, trong biển lúc này đã xuất hiện bùn cacbonat, từ đó thành tạo dolomit và có nơi là đá vôi nữa. Sự tích đọng các sản phẩm hóa học của silit và các hợp tạo sắt (siderit, leptoclorit) cũng tăng cường. Đặc biệt phổ biến loại trầm tích gồm các lớp mỏng silit và khoáng vật sắt xen kẽ nhau về sau biến thành quaczit sắt (jaspilit). Jaspilit là một trong những loại đá đặc trưng của Ackêi và Proterozoi và là nguồn dự trữ quặng sắt lớn nhất trên vỏ quả đất hiện nay (h. 5-3).

Có thể là một số lượng ít ỏi những sản phẩm hoạt động của những sinh vật sơ đẳng đã có mặt từ nửa đầu nguyên đại Ackêi, ở nửa sau Ackêi đã xuất hiện những thực vật màu lục. Hoạt động quang hợp của chúng đã có tác dụng nhanh chóng tăng thành phần oxy trong khí quyển, do đó sự xuất hiện của thực vật màu lục là một bước chuyển biến lớn trong lịch sử biến đổi khí quyển và vỏ quả đất nói chung.

Điềm qua lịch sử giai đoạn Ackêi ta có thể tóm tắt con đường phát triển cấu trúc địa chất như sau. Những khối cấu tạo cổ xưa nhất của Ackêi có lẽ được thành tạo trong điều kiện nguyên thủy của hoạt động vỏ quả đất, khi ở đại dương nguyên thủy đang tràn ngập các hoạt động núi lửa. Những hoạt động uốn nếp và granit hóa đầu tiên đã tạo những nhân đầu tiên cho các cấu trúc cổ đó.

Sau khi hình thành và phát triển các nguyên địa máng, đến cuối Ackêi (trên 2600 triệu năm) đã xảy ra hoạt động uốn nếp, kèm theo đó là các hoạt động biến chất mạnh mẽ và granit hóa trên những phạm vi lãnh địa rộng lớn. Hoạt động uốn nếp và granit hóa này mang tên belomo (belomorski = benoran ở Bắc Mỹ, rodezia ở châu Phi) đã đưa đến thành tạo những cấu trúc ổn định kiểu nền đầu tiên làm khung cho sự hình thành các nền cổ ở Proterozoi. Đặc điểm của cấu trúc được thành tạo trong thời kỳ này là các cấu trúc nâng cao, gọi là các vòm gơnai và granit—gơnai. Đó là những nếp vồng, khối nâng tròn trịa dạng vòm rộng, có góc nghiêng khá thoải ở phần trục vòm nhưng ở phần cạnh góc dốc lại khá lớn. Những cấu trúc này tạo thành các khu vực *nguyên nền*, đáng kể nhất là gần toàn bộ nền Sibêri, các khối Biển Trắng và Ukrain — Vorone của nền Đông Âu, khối Hồ Thượng và Sleivơ của khiên Canada, phần phía nam và mảnh phía đông của phần bắc nền Phi, nền Úc, phần lớn nền Nam Mỹ.

GIAI ĐOẠN PROTEROZOI

Phần trên của các đá thuộc giới Proterozoi (nghĩa rộng) đã được phần lớn các nhà địa chất phân định thành một giới. Do đó giai đoạn Proterozoi nói ở đây ứng với thời gian thành tạo các đá mà trước đây được coi thuộc tuổi Proterozoi sớm và Proterozoi giữa.

Theo những tài liệu phân tích tuổi tuyệt đối công bố vào những năm 60 thì ranh giới của hai nguyên đại Ackêi và Proterozoi vào khoảng 2600 triệu năm trước đây, còn tuổi của ranh giới trên của Proterozoi cách đây khoảng 1600 — 1700 triệu năm.

Di tích sinh vật của Proterozoi còn rất hiếm, thỉnh thoảng có thể gặp những di sản hoạt động của tảo xanh (stromatolit) trong đá Proterozoi ở Canada và Careli (tuổi tuyệt đối 1800 — 1900 triệu năm).

Giai đoạn Proterozoi là thời gian xuất hiện hoạt động những địa mảng để hình thành các hệ thống uốn nếp kiểu chính thức như các hệ thống uốn nếp Careli, Hutson, Wutai v.v... Trong giai đoạn này cũng hình thành và phát triển các đai địa mảng Nội Phi và Braxin.

Ngoài trầm tích Proterozoi ta đã nói đến ở miền Bantic và miền Canada, ở những nơi khác như Braxin, châu Phi, Ấn Độ, Sibêri, Bắc Trung Quốc v.v... đá Proterozoi cũng có những đặc điểm chung. Đó là những phức hệ đá uốn nếp phức tạp, bị biến chất cao từ các đá trầm tích và phun trào, trong đó có thể phân làm hai loại khác nhau: loại phía dưới dày hơn, uốn nếp phức tạp hơn và loại phía trên mỏng hơn, cấu trúc đơn giản hơn, thành phần đá mang tính chất của thành hệ molat. Tất cả chúng bị đá xâm nhập xuyên qua, trong đó loại xâm nhập cổ hơn mang tính bazơ (gabroit) còn loại xâm nhập trẻ hơn mang tính axit (granitoit). Ở vùng vịnh Ghinê (Bắc Phi) phức hệ Birimis kiểu địa mảng gồm đá phun trào, đá dạng flit và các thể xâm nhập bazơ. Kèm theo đó là granit gơnai hóa có tuổi tuyệt đối 1850 — 2000 triệu năm. Loại đá Tarquis nằm bất chỉnh hợp trên Birimis gồm cuội kết, quaczit, đá phiến kết tinh cũng có thể coi là thành hệ molat. « Hệ » Wutai và Huto ở vùng vòng nền Bắc Trung Quốc (Sơn Tây) gồm đá phiến amfibonclorit, gơnai, đá phiến mica ở phần dưới (Wutai) và cuội kết, quaczit, vôi ở phần trên (Huto) có thể coi là được thành tạo trong giai đoạn này (Vương Hồng-chân, Lý Tử-quang, Trương Văn-hự).

Cuối Proterozoi (nghĩa hẹp) những địa mảng vừa nêu (trừ Nội Phi và Braxin) đã kết thúc chế độ hoạt động địa mảng tạo uốn nếp, xâm nhập và biến chất, thành tạo những khu vực cứng rắn hóa gắn liền những khối nền nguyên thủy và hình thành móng uốn nếp của tất cả các nền cổ. Hoạt động uốn nếp này đánh dấu sự chuyển giai đoạn phát triển ở cuối Proterozoi và sau đó bắt đầu một giai đoạn mới — chu kỳ kiến tạo baican (ở Bắc Mỹ là chuyển động laurenxia, ở châu Âu — chuyển động careli, còn ở Trung Quốc là chuyển động lulian v.v...).

Cũng trong giai đoạn này trên những khối uốn nếp Ackéi đã hình thành tầng phủ gồm đá trầm tích và macma. Trong nhiều trường hợp cũng đã thành tạo các cấu trúc kiểu móng nền (aulacogen).

Như vậy là lần đầu tiên trong lịch sử phát triển địa chất, trong giai đoạn này ta thấy hình thành hai chế độ hoạt động khác nhau là địa mảng và nền chính thức.

Thành phần khí quyển và thủy quyển của giai đoạn này có lẽ cũng chưa có những thay đổi cơ bản so với cuối giai đoạn trước.

Cùng với hoạt động tích động đá phun trào và tụp, ở dưới biển cũng tích đọng và hình thành cát kết, đá phiến sét và các loại cacbonat mà chủ yếu là dolomit và cả đá silit sắt (jaspilit).

Trong giai đoạn này cũng đã xuất hiện hoạt động của sự sống, trước hết là thực vật. Di tích của chúng gồm tảo vôi, stromatolit, tuy còn ít ỏi, nhưng đã gặp trong các tầng đá vôi thuộc các phức hệ Huron ở Canada và các phức hệ đá tương tự ở Sibêri, Nam Phi, Jatuli ở Bantic v.v. ...

GIAI ĐOẠN SINI

Giai đoạn Sini là giai đoạn hình thành lớp phủ nền ở các nền cổ trên thế giới sau khi đã hoàn thành hệ uốn nếp carelit. Đồng thời đây cũng là giai đoạn hình thành và phát triển của các đại địa mảng hiện biết: Thái Bình Dương, Địa Trung Hải, Đại Tây Dương và Uran — Mông Cổ.

Các địa mảng ở Sini có cấu tạo và hoạt động theo quy luật mà ta đã nghiên cứu ở chương 4. Trong các khu vực địa mảng, do kết quả của những hoạt động nghịch đảo kiến tạo trước kia, đã hình thành những địa khối giữa là nguồn cung cấp vật liệu trầm tích cho các địa mảng. Trong các miền vông địa mảng, được hình thành trên lớp vỏ đại dương mỏng, đã thành tạo những hệ tầng trầm tích rất dày thuộc các thành hệ đặc trưng cho địa mảng như hệ tầng trầm tích — phun trào. Sự phong phú thành phần phun trào bazơ trong các thành hệ địa mảng, xâm nhập bazơ và siêu bazơ chứng tỏ tính chất hoạt động mạnh mẽ của những phần vỏ quả đất có lớp vỏ đại dương mỏng này. Trong Sini, ở địa mảng cũng đã hình thành những địa vòng do các pha nghịch đảo kiến tạo, thành những dạng cung đảo. Dựa vào phân tích cấu trúc các khu vực uốn nếp ta cũng có thể xác nhận tính chất tuyến tính của địa mảng hoạt động trong Sini. Tóm lại các địa mảng trong Sini đã là những địa mảng điển hình. Hai đại địa mảng nhỏ ở Nội Phi và Braxin tiếp tục quá trình phát triển từ Proterozoi và kết thúc với hoạt động nghịch đảo kiến tạo grenvin và danslan (h. 5-1). Các đại địa mảng khác bắt đầu hình thành từ Sini, trong quá trình khoảng 1 tỉ năm của giai đoạn này đã xảy ra nhiều thời kỳ nghịch đảo kiến tạo kèm theo quá trình biến

chất và granit hóa. Ở lục địa Âu—Á, ba thời kỳ nghịch đảo kiến tạo chính là got (= ensen ở Bắc Mỹ) với tuổi tuyệt đối 1350 triệu năm, danslan (= grenvin ở Bắc Mỹ) tuổi tuyệt đối 1000 triệu năm và cuối cùng là hoạt động nghịch đảo baican chính thức với tuổi tuyệt đối 500 — 700 triệu năm.

Cả ba thời kỳ hoạt động nghịch đảo trên đây theo Shatski gộp thành chu kỳ kiến tạo baican (=asintic của Stille) đã thành tạo cấu trúc uốn nếp lớn baicalit ở Sibêri, Uran, Trung Á, Bắc Mỹ, Nam Phi, Trung-Nam Úc v.v... (h. 5-1).

Trong phạm vi các nền đã thành tạo phần đầu tiên của tầng phủ nền. Ở khiên Bantic và tây nền Nga gồm loạt Sparacmit và Venda. Ở nền Sibêri là loạt trầm tích cát kết màu đỏ, xám và dolomit dày đến 2 — 3 km. Ở nền Bắc Mỹ và khiên Canada là các phức hệ và loạt Benta, Kivinau. Ở châu Phi — các hệ tầng Vatebec, Otavi và Nama. Trong phạm vi nền Bắc Trung Quốc, sau thời nghịch đảo kiến tạo lulian hình thành cấu trúc móng uốn nếp (= Wutai và Huto), ở nền Trung Quốc thành tạo tầng phủ nền liên tục từ Sini sang Paleozoi sớm, trong đó thành phần chủ yếu là dolomit. Bề dày trầm tích Sini ở nền Trung Quốc khác nhau tùy từng nơi, ở những vòng nền trầm tích Sini chỉ tính hàng chục hoặc một vài trăm mét, trong khi đó ở những vùng sụp nền bề dày Sini tới vài kilomet.

Trong hoạt động của các nền ở Sini cũng đã hình thành các mảng nền tích đọng những hệ tầng trầm tích khá dày như ở khiên Bantic, nền Đông Âu và có lẽ cả vùng « vòng nền » Sơn Tây ở Trung Quốc v.v...

Tuy trong Sini hoạt động địa chất đã có nhiều nét gần gũi với các giai đoạn sau, nhưng cần chú ý là điều kiện môi trường trầm tích trong Sini còn khác với các giai đoạn sau. Trước hết trong khí quyển cacbonic vẫn còn đóng một vai trò quan trọng ở Sini sớm. Thành phần khí quyển tiếp tục thay đổi, tỉ lệ oxy và nitơ tăng còn cacbonic giảm dần đến cuối cùng có thành phần gần gũi với khí quyển của Paleozoi. Người ta cho rằng đến khoảng giữa Sini, nhờ hoạt động quang hợp của thực vật cấp thấp oxy trong khí quyển đã có thể đạt 1%.

Trong thủy quyển thành phần axit cacbonic cũng giảm, lúc này đã có thể hình thành các hợp chất sunfat nhờ tác dụng của oxy và sản phẩm lưu huỳnh (H_2S) do hoạt động phun trào. Theo Strakhov, cuối Sini thành phần clorua — cacbonat — sunfat đã thay thế cho thành phần clorua — cacbonat của nước biển ở đầu Sini trở về trước.

Sự giàu cacbonic trong nước biển với tỉ lệ oxy nâng cao trong khí quyển có tác động tăng cường độ phát triển của sinh giới. Tảo đá vôi đã xuất hiện từ trước sang Sini rất phát triển và hình thành nhiều di tích stromatolit. Cuối Sini, bên cạnh thực vật cấp thấp đã xuất hiện những động vật không xương sống, trong trầm tích Venda đã gặp những di tích của ruột khoang nguyên thủy (*Bellanella* và *Rangia*), giun (*Sabellidites*) và những dạng giáp xác nguyên thủy là tổ tiên của bộ ba thùy sau này.

Liên quan đến sự phát triển của sinh vật tạo vôi trong trầm tích Sini, bên cạnh dolomit và đá vôi có nguồn gốc hóa học, ta còn gặp đá vôi rõ ràng có nguồn gốc sinh vật. Đá vôi và dolomit đặc biệt phong phú trong trầm tích Sini ở các nền và địa mảng thuần, như ở nền Trung Quốc. Ngoài ra trong Sini cũng phong phú các trầm tích silit và jaspilit. Loại quaczit sắt này càng về sau càng giảm và cuối cùng vắng mặt hẳn trong các trầm tích sau Sini.

Một điểm đáng chú ý nữa trong hoàn cảnh tự nhiên ở Sini là trong giai đoạn này trên hành tinh của chúng ta đã có thời kỳ khí hậu lạnh băng giá. Cứ liệu cho nhận định này là sự có mặt của tilit trong các đá của Sini ở nhiều nơi trên thế giới như trong loạt Benta vùng Thạch Sơn (Rock Mt — Bắc Mỹ), trầm tích Venda và Ashin ở Liên Xô, trầm tích Sini ở Trung Quốc, thành tạo Adelaïda ở Úc v.v... Tuy tilit đã có mặt trong trầm tích Proterozoi ở Bắc Mỹ (loạt Coban), ở châu Phi, ở Bắc Âu v.v... nhưng tilit trong Sini thể hiện khá rõ nét và phần lớn tập trung ở trầm tích Sini muộn.

Chương 6

KỶ CAMBRI

Kỷ Cambri là kỷ đầu tiên của nguyên đại Cổ sinh (= Paleozoi), một nguyên đại có thời gian kéo dài nhất trong số ba nguyên đại được nghiên cứu kỹ trong lịch sử phát triển của vỏ quả đất. Thời gian kéo dài của nguyên đại tính theo phương pháp phóng xạ là khoảng 335 triệu năm, còn tuổi tuyệt đối của nguyên đại tính từ kỷ Cambri đến nay khoảng 570 triệu năm. Mức độ nghiên cứu các kỷ trong nguyên đại khác nhau, kỷ Cambri vẫn còn là một kỷ có mức độ nghiên cứu ít hơn các kỷ khác.

Trước đây hội nghị địa chất quốc tế phân chia giới Paleozoi làm năm hệ: Cambri, Silua, Devon, Cacbon và Pecmi. Hiện nay phần lớn các nước đều công nhận giới Paleozoi gồm sáu hệ. Hệ Silua trước kia gồm hai thống là Ođovic và Gotlan, hiện nay hệ đó được phân làm hai hệ mới là hệ Ođovic tương ứng với thống Ođovic cũ và hệ Silua tương ứng với thống Gotlan.

Việc phân chia giới ra các phụ giới cho đến nay chưa có ý kiến thống nhất giữa các nhà địa chất. Một số nhà nghiên cứu phân chia làm hai phụ giới là Paleozoi hạ (sớm) gồm các hệ Cambri, Ođovic, Silua và Paleozoi thượng (muộn) gồm Devon, Cacbon và Pecmi. Một số khá đông các nhà địa chất Âu — Á sử dụng cách phân

chia Paleozoi làm ba phần: Paleozoi hạ gồm Cambri và Ođovic, Paleozoi trung gồm Silua và Đevon còn Paleozoi thượng gồm Cacbon và Pecmi. Trong cách phân chia làm ba phụ giới nhiều nhà nghiên cứu coi ranh giới giữa Paleozoi trung và Paleozoi thượng nằm vào phần giữa của Cacbon hạ.

Đặc điểm quan trọng nhất của lịch sử vỏ quả đất trong Paleozoi so với trước là sự phát triển phong phú của thế giới sinh vật. Dĩ nhiên là ngay từ trước Paleozoi trên quả đất của chúng ta đã có sự sống, song như chúng ta đã biết chúng còn rất nguyên thủy và di tích của chúng còn để lại không là bao. Ngay từ kỷ đầu tiên của Paleozoi hầu như đã có đại diện của hầu hết các ngành động vật. Những sinh vật đó phần lớn khác hẳn với các đại diện hiện đang sống của các ngành và qua quá trình phát triển phần lớn chúng đã bị tiêu diệt. Chính tên gọi nguyên đại Cổ sinh hay Paleozoi cũng nói lên đặc điểm về tính chất cổ xưa của thế giới sinh vật trong nguyên đại. Chữ Paleozoi theo gốc chữ Paleo là cổ xưa, zoa là động vật, có nghĩa là nguyên đại có đời sống cổ xưa. Ngay từ đầu nguyên đại Paleozoi, trên bề mặt vỏ quả đất đã hình thành các nền cổ là khối nền Gonvana ở bán cầu nam, bao gồm từ Nam Mỹ qua châu Phi, bán đảo A rập, Ấn Độ và kéo dài đến miền trung châu Úc. Các nền chủ yếu ở phía bán cầu bắc là Bắc Mỹ, Đông Âu (hay nền Nga), Sibêri và Trung Quốc. Nằm giữa các nền đó là các đại, các hệ địa mảng. Vỏ quả đất đã trải qua nhiều lần biến động lớn lao trong Paleozoi. Các biến động đó thuộc vào hai chu kỳ kiến tạo lớn là chu kỳ caledoni và chu kỳ hecxin hay varisca. Trải qua những biến động kiến tạo đó bộ mặt quả đất ở cuối nguyên đại thay đổi rất nhiều so với đầu nguyên đại.

Hệ Cambri do nhà địa chất người Anh là Setuych (Sedgwick) đề nghị thành lập năm 1836. Tên gọi của hệ dựa vào chữ Cambria là tên cổ của vùng Uenxơ (Wales) ở tây nam nước Anh, nơi có mặt cắt địa chất mà Setuych nghiên cứu và đề nghị thành lập hệ.

Hội nghị địa chất quốc tế lần thứ IV năm 1888 đã có quyết định công nhận hệ Cambri và xác lập ranh giới giữa Cambri và hệ Silua (nghĩa rộng) nằm trên nó. Đồng thời, hội nghị cũng thông qua việc phân chia hệ làm ba thống là hạ, trung và thượng. Ba thống đó ở Mỹ người ta còn gọi là Geogi, Acadi và Potdam.

Việc phân chia địa tầng tỉ mỉ hơn của Cambri chưa được thông qua. Một số các nước có sự phân chia theo thang địa tầng khu vực hoặc địa phương. Ký hiệu của hệ trước kia là Cm, hiện nay dùng ký hiệu ϵ (chữ C có gạch ngang ở giữa).

THẾ GIỚI SINH VẬT

Kỷ Cambri là kỷ đầu tiên trong lịch sử vỏ quả đất để lại nhiều di tích sinh vật. Các di tích sinh vật trong kỷ Cambri mang tính chất rất cổ xưa và kỳ lạ, nguyên thủy, phần lớn chúng không còn gặp trong các đá của các kỷ sau. Tuy

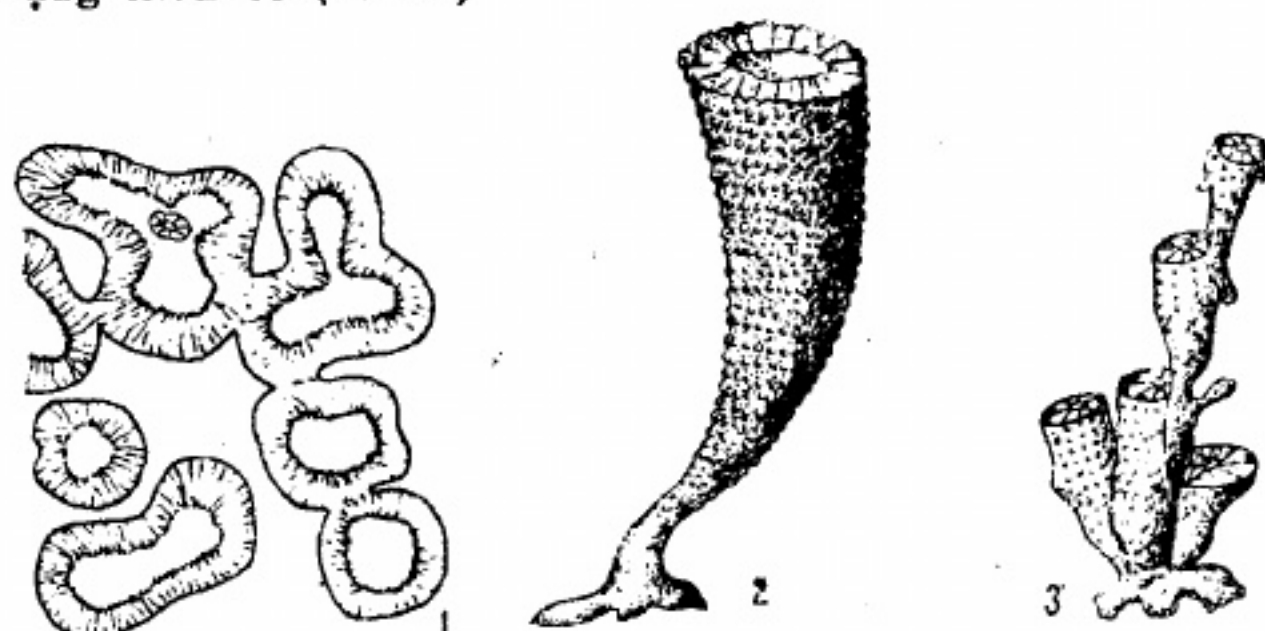
nhiên, những di tích đó lại chứng tỏ rằng những sinh vật của Cambri cũng không phải là những sinh vật nguyên thủy nhất, đơn giản nhất của hệ thống phát triển sinh vật. Thế giới sinh vật đã xuất hiện và phát triển từ những quá khứ rất xa xôi trong lịch sử vô quả đất trước Cambri.

Trong kỷ Cambri đã có mặt đại biểu của các ngành vi sinh vật, ngành mạng lỗ (Porifera), ruột khoang, chân khớp, ngành giun, động vật có xương sống v.v... nghĩa là có mặt gần như đầy đủ đại biểu của các ngành động vật.

Thực vật trong kỷ Cambri chủ yếu là các dạng tảo sống ở môi trường nước. Tuy nhiên, trong đá của Cambri người ta cũng đã từng phát hiện những di tích của thực vật nguyên thủy sống trong môi trường trên cạn ở vùng gần Leningrat.

Ba nhóm động vật phát triển phong phú, chiếm vai trò ưu trội hẳn trong giới động vật của kỷ Cambri là bộ ba thùy (trilobita), ngành tay cuộn (brachio-poda) và ngành dạng chén cổ (archaeocyatha). Trong tổng số sinh vật của Cambri thì bộ ba thùy chiếm đến 60%, tay cuộn 30%. Chúng ta sẽ đi qua sự phát triển của ba nhóm vừa kể trên.

Dạng chén cổ (h. 6-1)



Hình 6-1. Các hóa thạch dạng chén cổ của Cambri :

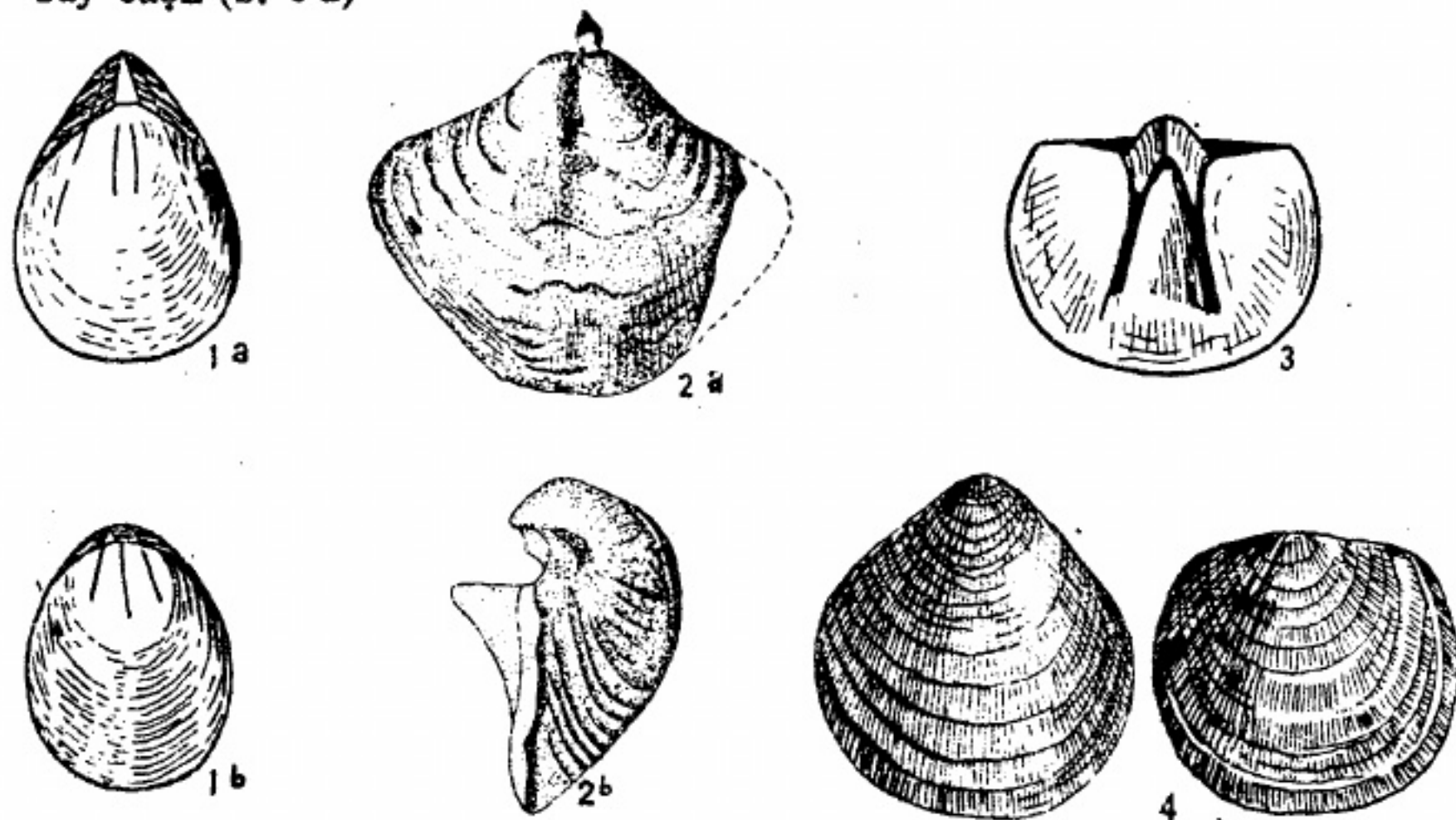
1. Saianocyathus,
2. Kotuyicyathus,
3. Paranacyathus.

Các đại biểu của ngành này khá phong phú trong các trầm tích của Cambri hạ và Cambri trung. Trong các đá của Cambri thượng hóa thạch của chúng đã trở nên hiếm gặp. Đây là một nhóm sinh vật sống ở biển, đơn thể hoặc quần thể. Bộ xương của chúng bằng đá vôi có hình dạng như một cái chén. Người ta gặp các hóa thạch của dạng chén cổ trong các đá trầm tích cacbonat thuộc các tầng biển nước cạn. Những đá chứa hóa thạch dạng chén cổ thường cũng chứa các hóa thạch của tảo. Theo quan sát của các nhà nghiên cứu, hầu như không gặp hóa thạch chén cổ cùng với hóa thạch bộ ba thùy. Điều đó do hai nhóm sinh vật này thích ứng với hai môi trường sống khác nhau. Dạng chén cổ sống trong biển cạn có đáy biển đá, còn bộ ba thùy sống ở đáy biển bùn.

Theo nghiên cứu của Volocdin thì các đại biểu của ngành này còn tồn tại đến Ordovic, nhưng thực sự vai trò chỉ đạo địa tầng của chúng chủ yếu là ở Cambri hạ và một phần ở Cambri trung.

Dạng chén cổ phát triển phong phú trong các đá trầm tích Cambri ở Sibêri, Trung Quốc và châu Úc. Ở Úc có những lớp đá vôi do xương của dạng chén cổ tạo thành. Nhờ vào việc nghiên cứu kỹ hóa thạch dạng chén cổ, người ta đã phân chia tỉ mỉ được địa tầng khu vực của nhiều đá trầm tích Cambri ở Sibêri và ở Úc.

Tay cuộn (h. 6-2)



Hình 6-2. Các dạng hóa thạch tay cuộn của Cambri.

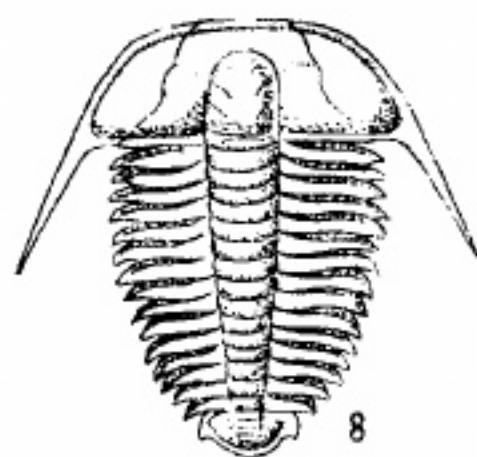
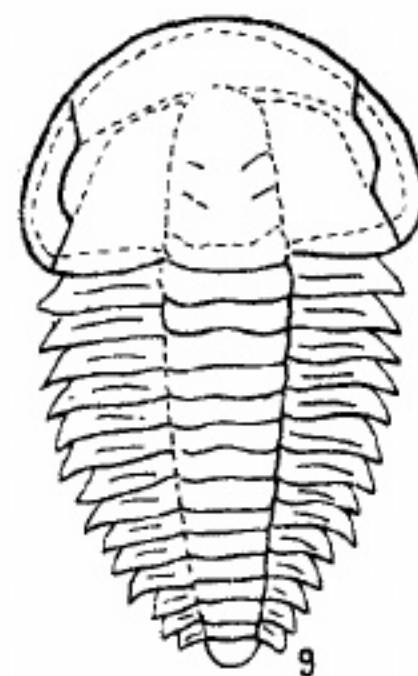
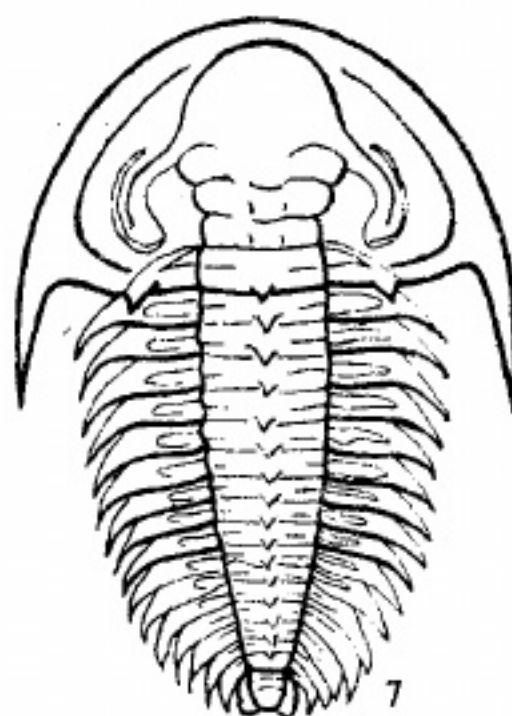
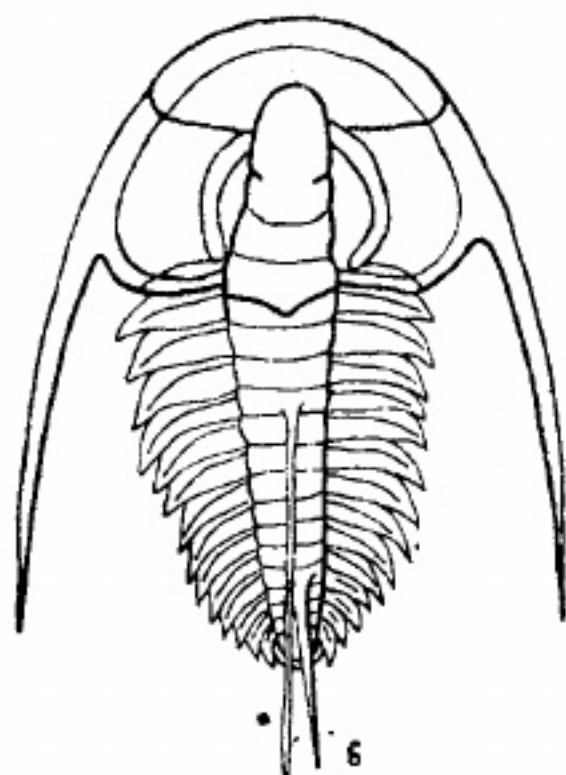
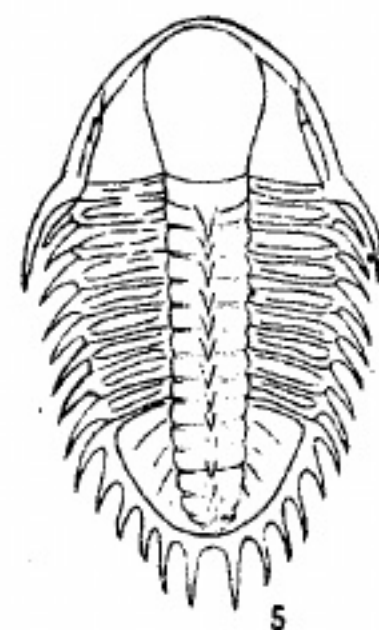
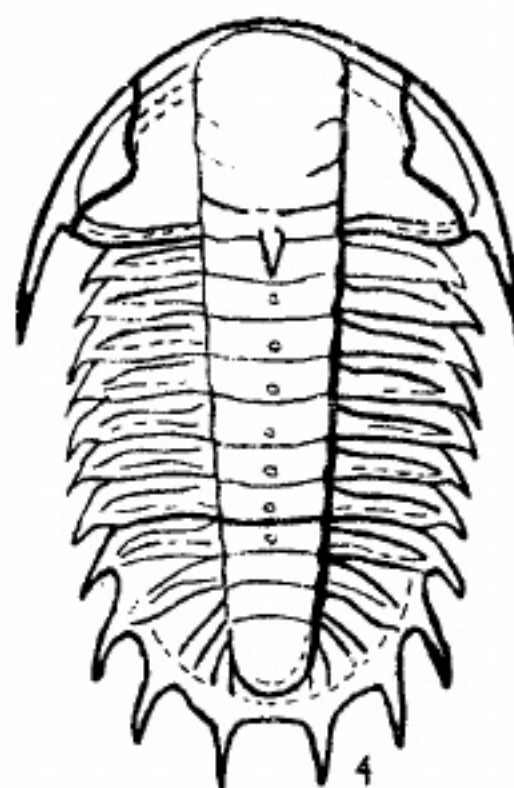
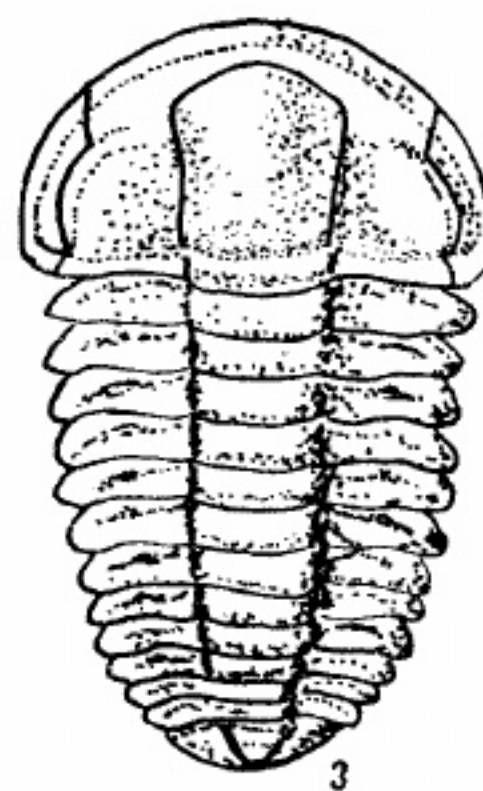
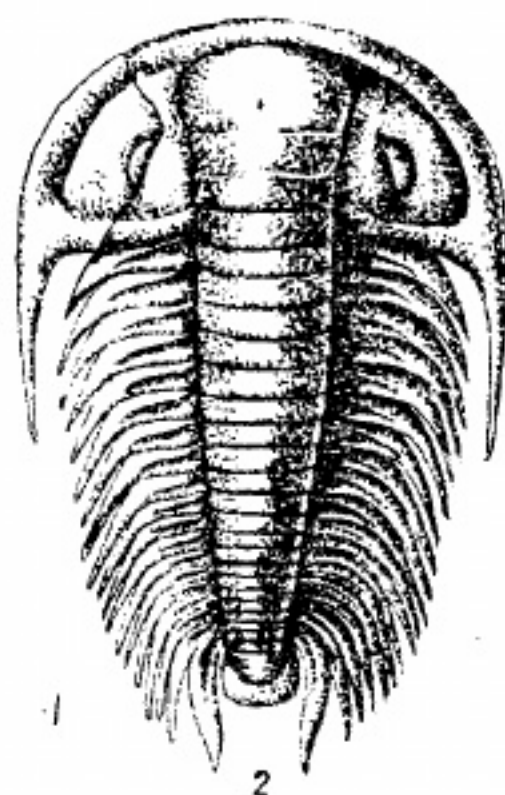
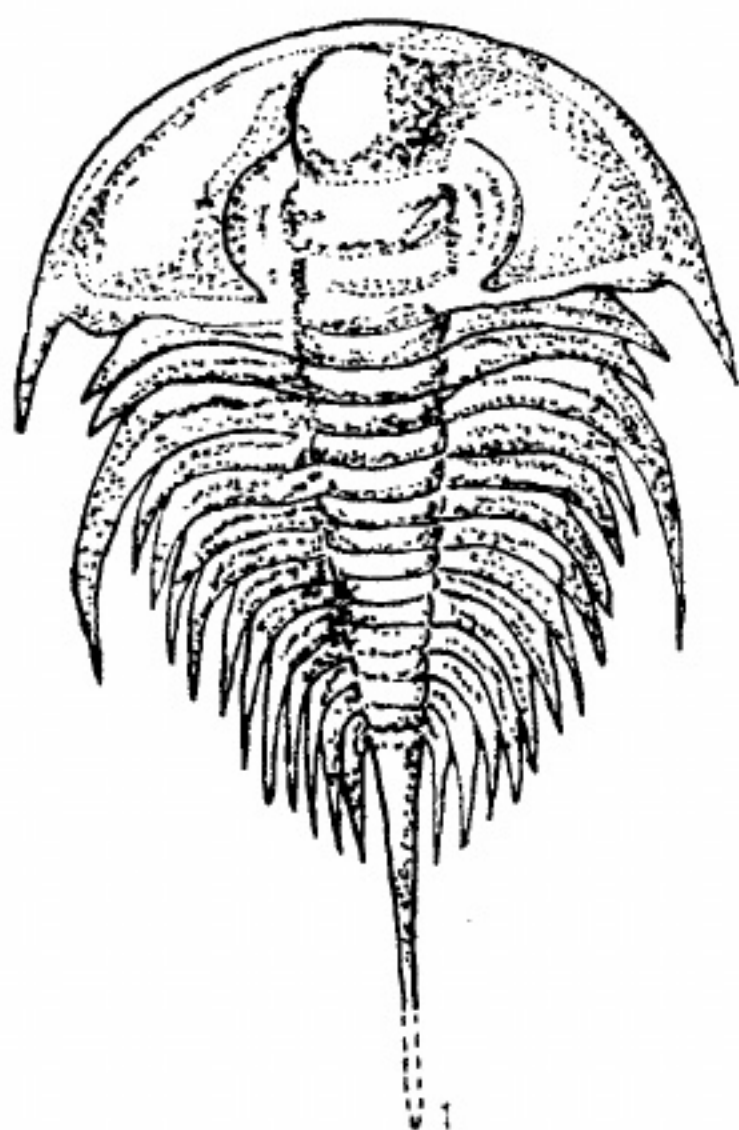
1. *Lingulella nathorsti* (Linnarson); 2. *Kutorgina singulata* (Billings);
3. *Billingsella highlandensis* (Walcott); 4. *Obolus* sp.

Chúng ta biết rằng ngành tay cuộn gồm hai lớp là lớp không khớp (Inarticulata) có cấu tạo nguyên thủy, vỏ phần lớn bằng chất kitin và lớp có khớp (Articulata) có cấu tạo tiến hóa hơn, vỏ bằng chất vôi. Các đại biểu của tay cuộn sống trong kỷ Cambri thuộc lớp không khớp, còn các đại biểu của lớp có khớp đến cuối kỷ mới xuất hiện và phát triển phong phú ở các kỷ sau. Người ta gặp các hóa thạch tay cuộn trong cả đá trầm tích sét cát lẫn trầm tích cacbonat tuổi Cambri. Các giống hay gặp là *Obolus*, *Lingulella*, *Kayserlingia*, *Kutorgina* v.v.... Ở Việt Nam cũng đã gặp các đại biểu của giống *Trematobolus* và *Lingulella* trong trầm tích Cambri ở Việt Bắc và bắc Trung Bộ.

Như trên kia đã nói, các đại biểu của tay cuộn chiếm đến 30% tổng số các hóa thạch hiện biết trong đá trầm tích Cambri, đứng hàng thứ hai trong thế giới sinh vật ở Cambri.

Bộ ba thùy (h. 6-3)

Bộ ba thùy là một lớp lớn trong ngành chân khớp (Arthropoda). Hóa thạch của lớp này có mặt trong các đá trầm tích Paleozoi từ Cambri đến Pecmi.



Ngay từ đầu kỷ Cambri bộ ba thùy đã phát triển phong phú cả về số lượng giống loài cũng như số lượng cá thể, hóa thạch của chúng thường hay gặp trong các đá sét cát, sét vôi và đôi khi cũng gặp trong đá vôi. Bộ ba thùy chiếm vai trò ưu trội nhất trong các động vật ở biển của kỷ Cambri, các hóa thạch của chúng chiếm đến 60% tổng số hóa thạch động vật Cambri hiện biết.

Trong lịch sử phát triển ở nguyên đại Paleozoi bộ ba thùy hình thành ba nhóm. Nhóm ở Cambri là nhóm thứ nhất với các đặc điểm sau :

— Phần lớn bộ ba thùy của kỷ Cambri thuộc loại má sau (Opisthoparia) còn các đại biểu của loại má trước (Proparia) ít phát triển và không đóng vai trò gì quan trọng.

— Phần lớn bộ ba thùy Cambri có khiên đầu to, khiên đuôi bé, thân gồm nhiều đốt, mắt hoặc tiêu giảm bé đi như ở giống *Olenus* hoặc mù như ở giống *Agnostus*. Các nhà nghiên cứu cho rằng sự tiêu giảm mắt của bộ ba thùy có liên quan đến môi trường sống của chúng. Khi sống chúng thường chui rúc dưới vùng nước đục hoặc trong bùn. Hiện tượng tiêu giảm mắt như vậy ta có thể quan sát được ở nhiều loài động vật hiện sống như những sinh vật sống dưới đáy biển sâu không ánh sáng hoặc trong các loài cá sống chui rúc dưới bùn như lươn, chạch v.v...

— Đặc điểm thứ ba của bộ ba thùy ở kỷ Cambri là chúng chưa có khả năng cuộn tròn đề tự vệ. Khả năng này điển hình cho các bộ ba thùy phát triển trong các kỷ sau.

Do đặc điểm phát triển phong phú, đa dạng và biến đổi nhiều, nhanh nên bộ ba thùy trở thành hóa thạch định tầng tốt nhất cho các đá trầm tích tuổi Cambri.

Các giống điển hình hay gặp của bộ ba thùy gồm *Olenus*, *Olenellus*, *Paradoxides*, *Olenoides*, *Dorypyge*, *Agnostus*, *Redlichia*, *Holmia*, *Dicellosephalus*, *Damesella*, *Drepanura*.

Người ta đã có thể phân chia được bốn khu vực cổ địa lý động vật ở Cambri dựa trên cơ sở nghiên cứu bộ ba thùy. Mỗi khu vực cổ địa lý động vật đó có những giống đặc trưng ở mỗi thế.

← Hình 6-3. Các dạng hóa thạch bộ ba thùy của kỷ Cambri.

1. *Olenellus thompsoni* (Hall); 2. *Paradoxides* sp; 3. *Ellipsocephalus hoffi* (Schoth.); 4. *Olenoides curticei* (Walcott); 5. *Dorypyge lakei*; 6. *Redlichia chinensis* (Walcott); 7. *Holmia kjerculfi* (Linnarson); 8. *Olenus* sp; 9. *Yunnanoccephalus yunnanensis* (Mansuy).

Bảng dưới đây trình bày sự đặc trưng đó

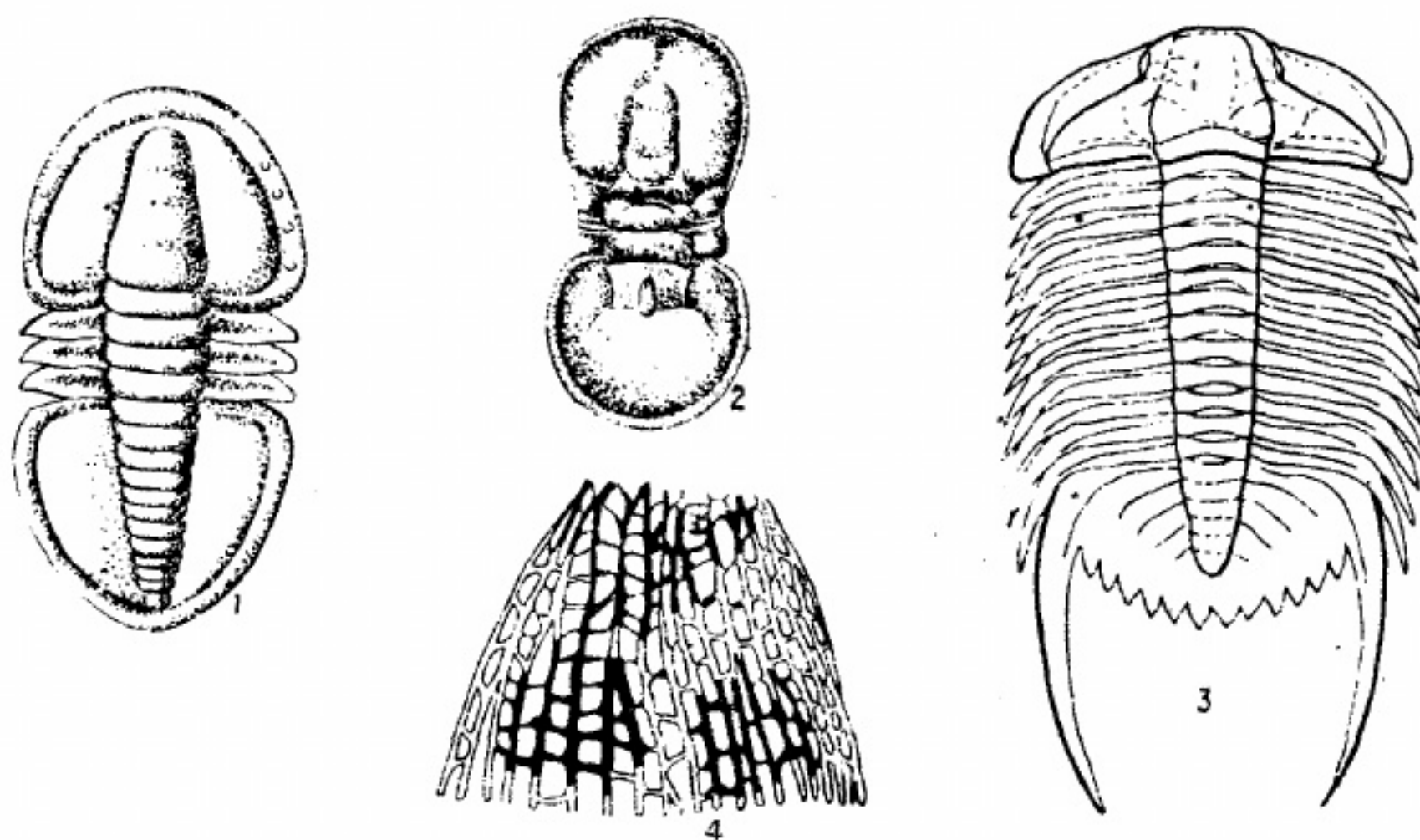
<i>Thống</i> \ <i>Khu vực</i>	<i>Đại Tây Dương</i>	<i>Thái Bình Dương</i>	<i>Sibêri</i>	<i>Ấn Độ Dương</i>
Cambri thượng	<i>Olenus</i>	<i>Dicellosephalus</i>	<i>Agnoslus</i>	<i>Drepanura</i> <i>Quadrati-</i> <i>cephalus</i>
Cambri trung	<i>Paradoxides</i>	<i>Olenoides</i> <i>Ptychoparia</i>	<i>Pagetia</i> <i>Agnostus</i>	<i>Dorypyge</i> <i>Damesella</i>
Cambri hạ	<i>Holmia</i>	<i>Olenellus</i>	<i>Pagetiellus</i> <i>Judomia</i>	<i>Redlichia</i>

Ngoài ba nhóm động vật vừa kể trên, trong kỷ Cambri các nhóm động vật khác phát triển yếu ớt hơn nhiều và không có ý nghĩa lớn lao gì trong việc nghiên cứu địa tầng. Trong các đá trầm tích Cambri đôi khi cũng gặp các hóa thạch tảo như tảo xanh lơ trong trầm tích Cambri ở Việt Bắc, vết tích giun bò *Planolites*. Một số đại biểu ít ỏi của các nhóm khác cũng đã gặp trong đá trầm tích Cambri như các hóa thạch *Dictyonema* thuộc bút đá (*Graptolithina*), dấu vết của sứa thuộc nhóm ruột khoang cỏ, các đại biểu nguyên thủy của ngành da gai (*Echinodermata*) v.v... (h. 6-4).

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN CÁC ĐỊA MẢNG

Quá trình lịch sử phát triển của các khu vực địa mảng trong kỷ Cambri còn nhiều vấn đề chưa được nghiên cứu kỹ càng. Nguyên nhân của vấn đề này trước hết có lẽ do trầm tích tuổi Cambri là những lớp dưới cùng của các khu vực uốn nếp Paleozoi nên thường bị các trầm tích trẻ hơn phủ kín; mặt khác nữa, các đá của Cambri trong các khu vực uốn nếp (địa mảng) thường bị biến chất cao, chứa ít di tích sinh vật có thể xác định được.

Sự nghiên cứu chưa kỹ về Cambri cũng thể hiện rõ trong mức độ phân chia địa tầng của hệ còn sơ sài. Thời gian của kỷ kéo dài đến 70 triệu năm, dài hơn bất cứ kỷ nào trong lịch sử của vỏ quả đất, nhưng đến nay vẫn chưa có sự phân chia tỉ mỉ thành các bậc có tính chất quốc tế.



Hình 6-4. Một số các dạng hóa thạch của Cambri.
1. *Serrodiscus* sp; 2. *Pseudagnostus* sp; 3. *Drepanura premeslimi* (Bergeron); 4. Bút đá *Dictyonema*.

Trong kỷ Cambri những địa mảng hoạt động mà hiện nay đã được nghiên cứu nhiều là địa mảng Grampian, địa mảng Tây Âu, địa mảng Uran—Thiên Sơn, địa mảng Apalat (Bắc Mỹ) v.v...

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐẠI TÂY DƯƠNG

Đại địa mảng Đại Tây Dương bắt đầu phát triển từ Proterozoi muộn. Trong phạm vi đại địa mảng này có hai khu vực địa mảng:

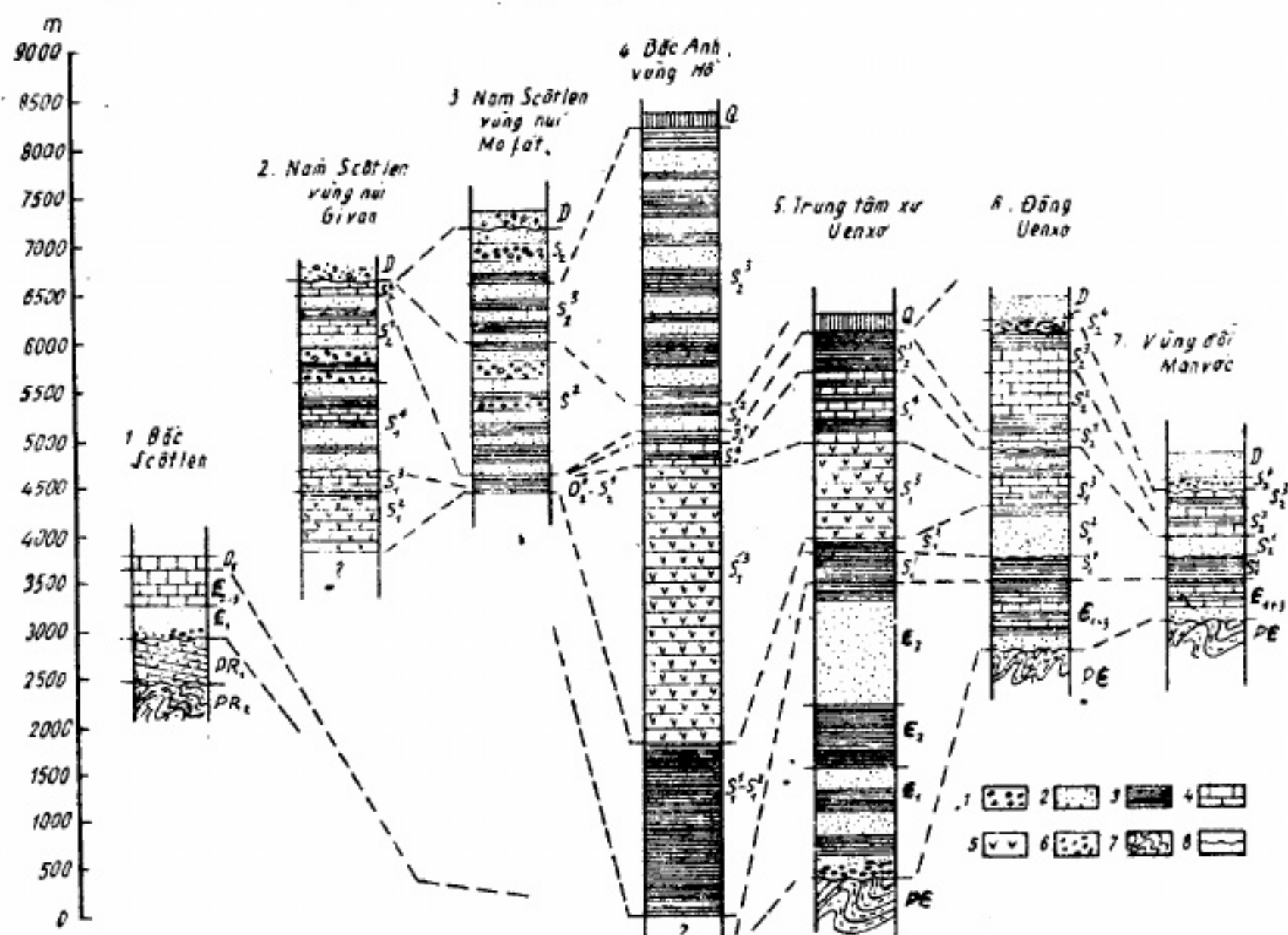
— *Bắc Đại Tây Dương* gồm bắc dải Apalat, Niu Faodolen, đông Groenlen, phần lớn Airolen, Anh và Scandina. Khu vực này kết thúc chế độ địa mảng, hình thành cấu trúc uốn nếp caledonit vào cuối Silua.

— *Mecxic — Apalat* gồm nam dải Apalat và bờ vịnh Mecxic là khu vực kết thúc hoạt động địa mảng vào chu kỳ hecxin.

Chúng ta sẽ nghiên cứu hệ địa mảng Grampian làm điển hình.

Hệ địa mảng Grampian là vùng uốn nếp caledonit điển hình, bao gồm địa phận từ tây nam nước Anh—xứ Uenxơ, vùng đồi núi Manvơ (Malvern Hills) qua nửa tây bắc bán đảo Scandina (h. 6-5). Các đá trầm tích Cambri ở đây thường bị biến chất khá mạnh và do đó hóa thạch không được bảo tồn, chỉ có ở xứ Uenxơ là rìa đông nam của địa mảng, gần với địa mảng Tây Âu, đá không bị biến chất và được nghiên cứu kỹ từ thế kỷ trước. Trầm tích Cambri ở nam

xứ Uenxơ nằm không chỉnh hợp trên các đá biến chất, uốn nếp tuổi Proterozoi (h. 6-5). Như vậy là ở đây địa mảng cũng đã phát triển trên nền móng của một vùng uốn nếp của một khu vực địa mảng cổ xưa. Bề dày trầm tích ở vùng trung tâm xứ Uenxơ có thể đạt tới 3 — 4km. Dưới cùng là cuội kết, tiếp lên là cát kết và đá phiến chứa hóa thạch *Olenellus* thuộc Cambri hạ, bề dày của phần này khoảng trên 750m. Trầm tích Cambri trung dày khoảng 800m bao gồm đá cát kết hạt mịn và đá phiến chứa hóa thạch *Paradoxides*. Nhờ nghiên cứu bộ ba thủy người ta đã có thể chia làm năm đới cổ sinh vật. Trầm tích Cambri thượng là loại đá trầm tích ven bờ, gồm các loại đá cát kết thành tấm chứa hóa thạch *Lingulella*. Bề dày của thống này đạt tới 1500m.



Hình 6-5. Các mặt cắt tổng hợp của trầm tích Cambri — Ođovic — Silua ở vùng cale-đonit của nước Anh.

1. cuội kết ; 2. cát kết ; 3. đá phiến sét ; 4. đá vôi ; 5. đá phun trào ; 6. trầm tích vùng vịnh ; 7. đá móng Tiền Cambri ; 8. mặt bất chỉnh hợp.

Theo chiều cắt ngang phương của địa mảng, trong vùng đồi Manvơ ở phía nam Bơmingham, không cách xa mặt cắt ta vừa nói trên bao nhiêu nhưng độ dày trầm tích giảm đi rõ rệt ; tuy cũng có đủ mặt cả ba thống nhưng toàn bộ trầm tích Cambri chỉ dưới 400m. Tương đá kiểu gần bờ và trong nội bộ hệ tầng có mặt những hiện tượng gián đoạn nhỏ. Theo Strakhov các kiểu mặt cắt này nằm gần những khu vực dương ít sụp lún, gần các đảo nổi cao trong nội bộ địa mảng Grampian. Ông cho rằng những đảo như vậy không ít trong

phạm vi từ tây nam nước Anh cho đến tây bắc bán đảo Scandina. Chính những đảo đó là nguồn cung cấp vật liệu vụn cho sự tích đọng trầm tích ở trung tâm địa mảng.

Mặt cắt Tronjem ở Na Uy gồm những đá bị biến chất hơn, ít di tích hóa thạch. Trầm tích Cambri thuộc vào hai hệ tầng Sparacmit và Roros. Hệ tầng Sparacmit nằm phủ không chỉnh hợp góc trên đá Proterozoi, người ta cho rằng phần dưới của hệ tầng này thuộc Rifêi. Đây là một hệ tầng cám gồm chủ yếu là quac-zit hạt thô. Hệ tầng phía trên là hệ tầng Roros dày đến 1000m gồm các đá phiến lục, đá phiến mica chứa grafit. Ở phần trên cùng của hệ tầng Roros đã phát hiện hóa thạch *Dictyonema* tuổi Cambri muộn.

Nghiên cứu qua một số mặt cắt của địa mảng Grampian trong kỷ Cambri chúng ta có thể rút ra những nhận xét về tính chất chung của hoạt động địa mảng.

Trước hết, địa mảng được thành tạo trên một khu vực uốn nếp cổ ở thời gian rất xa xưa nào đó trước Cambri. Sự sụp lún bắt đầu không đồng thời, ở tây nam nước Anh các khu vực sụp lún địa mảng bắt đầu từ đầu kỷ Cambri, còn ở phía đông bắc của địa mảng (vùng bán đảo Scandina) quá trình sụp lún diễn ra sớm hơn, từ trước Cambri (cuối Rifêi).

Trong tất cả các mặt cắt chúng ta chỉ thấy có mặt các loại đá trầm tích lục nguyên, hoàn toàn vắng mặt đá phun trào. Điều này chứng tỏ địa mảng mới ở giai đoạn đầu, sự sụp lún chưa mạnh, chưa gây những đứt gãy lớn của móng dễ dẫn đến hoạt động phun trào. Biên độ sụp lún ban đầu không lớn, về sau biên độ sụp lún tăng lên, độ dày trầm tích ở Cambri sớm không lớn lắm, độ dày trầm tích Cambri thượng lớn hơn.

Quá trình sụp lún liên tục, chưa có những biến động lớn gây hiện tượng gián đoạn lớn trong quá trình trầm tích. Những gián đoạn nhỏ trong các miền có tướng ven bờ là do miền trầm tích gần với khu vực nổi cao, những đảo trong nội bộ địa mảng, như Strakhov đã nêu ý kiến.

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐỊA TRUNG HẢI

Theo nhiều nhà nghiên cứu, đại địa mảng Địa Trung Hải bao gồm một dải lớn chạy theo hướng tây — đông từ trung — nam Âu, bắc Phi qua trung — nam Á và cả địa mảng Tân Lĩnh ở Trung Quốc.

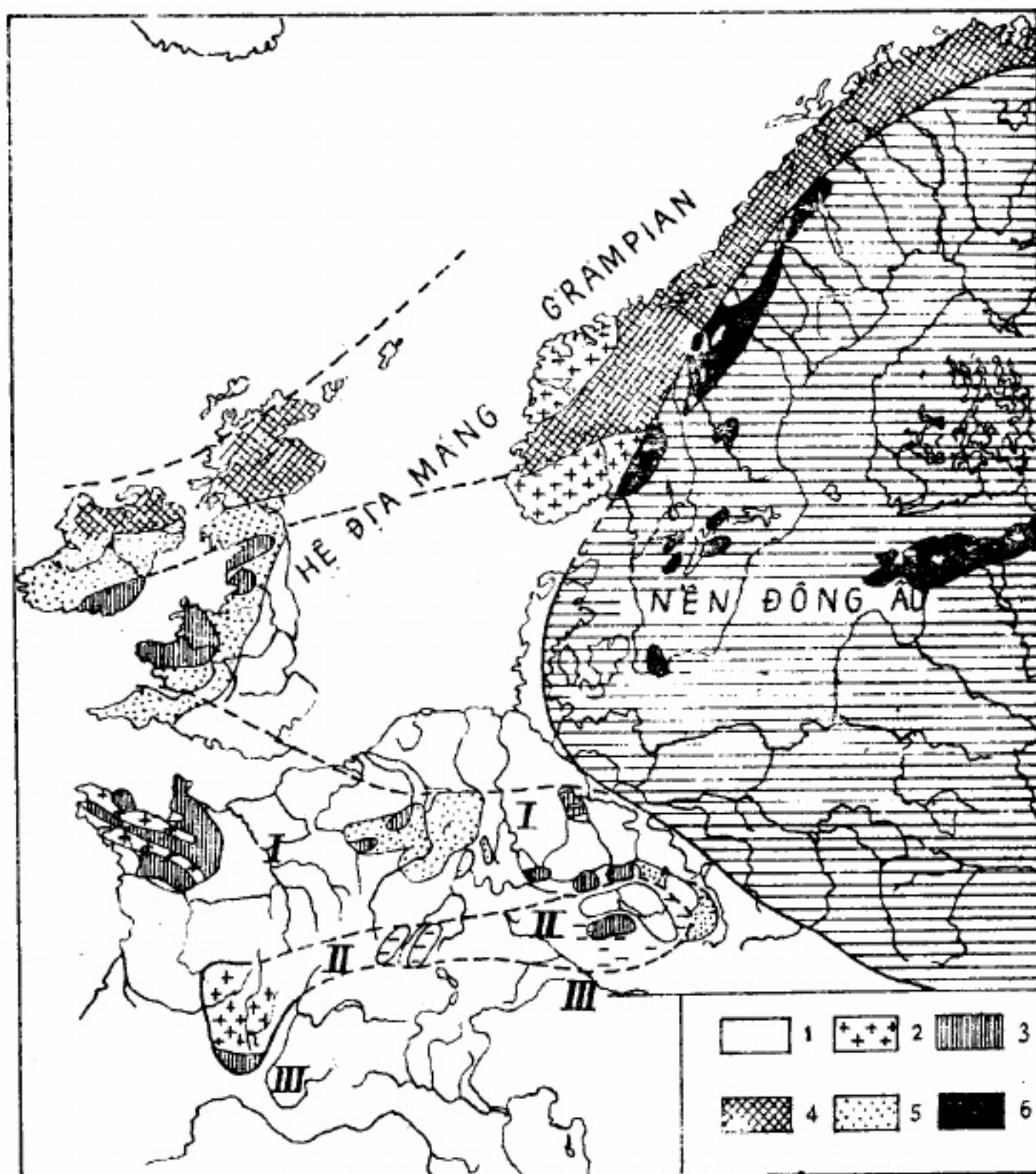
Trong đại địa mảng này hiện nay người ta coi có hai phần địa mảng:

- Các khu vực Tây Địa Trung Hải bao gồm tây và nam Âu, bắc Phi.
- Các khu vực Đông Địa Trung Hải kể từ Capca qua trung — nam Á, đông nam Á.

Theo ý kiến của phần lớn các nhà địa chất, chúng ta sẽ nghiên cứu lịch sử phát triển địa chất của Việt Nam, trừ phía đông vùng núi Con Voi dọc sông Hồng, ở Paleozoi trong chương mục lịch sử đại Địa Trung Hải.

Phần tây Địa Trung Hải

Khu vực địa mảng Tây Âu



Hình 6-6. Các đới cấu trúc của Tây Âu trong chu kỳ kiến tạo caledoni (theo Strakhov).

Địa mảng Grampian từ Anh qua Scandinavia.

Địa mảng Tây Âu gồm các đới: I-I. — Đới âm (hệ địa mảng) Trung Âu,

II-II. — Đới nâng Trung Âu, III-III. — Đới âm (hệ địa mảng) Nam Âu.

1. Vùng bị các trầm tích trẻ MZ và KZ phủ; 2-5. Vùng lộ các trầm tích: 2. Tiền Cambri,

3. Cambri — Silua chứa hóa thạch; 4. Cambri — Silua biến chất; 5. Devon — Cacbon — Pecmi;

6. Trầm tích Cambri — Silua ở nền Đông Âu.

Theo Bupnop, một nhà địa chất Đức, trong lịch sử phát triển địa chất ở Paleozoi lãnh thổ Tây Âu phân làm ba đới cấu trúc khác biệt nhau (h. 6-6). Đới phía bắc hay còn gọi là đới âm Trung Âu, bao gồm địa phận từ phía nam nước Anh (vùng Cocnien) qua Brota (Pháp), Eifen và Rein (Đức), vùng núi Ba Lan và Sudet. Đới giữa bao gồm từ khối núi Trung tâm (Massif Central) và vùng núi Votge (Vosges) của Pháp và Bohem ở Tiệp. Đới âm phía nam bắt đầu từ dải núi Pirênê ở biên giới Pháp — Tây Ban Nha, đảo Sardenia (Sardaigne — đảo ở tây Địa Trung Hải, đông nam Pháp, tây Italia), dải núi Anpơ và Cacpat. Ngày nay các đới bắc và nam có thể tương ứng như là hệ địa móng, còn đới giữa được coi như địa khối giữa.

Trong địa khối giữa Pháp — Tiệp chỉ có ở miền Bohem có những đá tuổi Cambri, còn ở những nơi khác không gặp trầm tích cùng tuổi. Nằm phủ không chỉnh hợp trên đá Ackêi là hệ tầng cuội kết và grauvac được qui ước xếp tuổi Cambri hạ với bề dày 1200m. Trầm tích Cambri trung dày từ 100 đến 150m gồm các đá phiến đen nằm phủ liên tục trên hệ tầng cuội kết và grauvac kề trên. Trong đá chứa rất nhiều di tích hóa thạch bộ ba thúy thuộc các giống *Paradoxides*, *Agnotus*, *Conocoryphe* v.v... Trên nữa là tầng cát kết và cuội kết dày 350m bị trầm tích phun xuất phủ. Như vậy là chế độ biển ở Bohem cũng chỉ được xác nhận bằng các trầm tích Cambri trung. Dựa theo sự phân tích kiến tạo của các vùng núi Tây Âu, Bupnop nhận định rằng trong Cambri đới giữa này chủ yếu là vùng nâng cao và là nguồn cung cấp vật liệu trầm tích.

Hệ địa móng Trung Âu, tức là đới phía bắc, trầm tích Cambri phổ biến hơn. Ở bắc nước Pháp, vùng Brota (Bretagne) mặt cắt của trầm tích Cambri gồm:

- Đá phiến mỏng có chứa phần vật cuội ở phần trên;
- Cát kết và quaczit phân lớp mỏng chứa *Lingulella*, những thấu kính vôi chứa hóa thạch tảo, trên đó là những lớp đá phiến mỏng, màu đỏ thẫm;
- Cát kết chứa hóa thạch tay cuộn *Dinobolus* và một điệp khá dày sản vật phun trào. Mặt cắt kết thúc bằng cát kết chứa hóa thạch Cambri thượng.

Xa hơn về phía đông, trong địa phận Ba Lan, ở Silêzi và Sudet trầm tích Cambri gồm đá vôi chứa dạng chén cổ tuổi Cambri sớm. Còn trong vùng núi trung tâm của Ba Lan, ở núi Sviety Krózi (= Lysa Gora) trầm tích đá phiến dày đến 1500 — 2000m chứa hóa thạch bộ ba thúy của cả ba thống Cambri.

Hệ địa móng Nam Âu. Trầm tích Cambri ở đây không lộ nhiều vì thường bị trầm tích trẻ phủ trên.

Ở vùng Núi Đen của Pháp (Montagne Noire) trầm tích Cambri gồm chủ yếu là vôi. Trầm tích lục nguyên gồm cát kết ở phần dưới cùng và đá phiến ở phần trên cùng của mặt cắt. Đá được định tuổi trên cơ sở khá phong phú hóa thạch dạng chén cổ và bộ ba thúy, nhờ đó đã phân định ra cả ba thống của hệ.

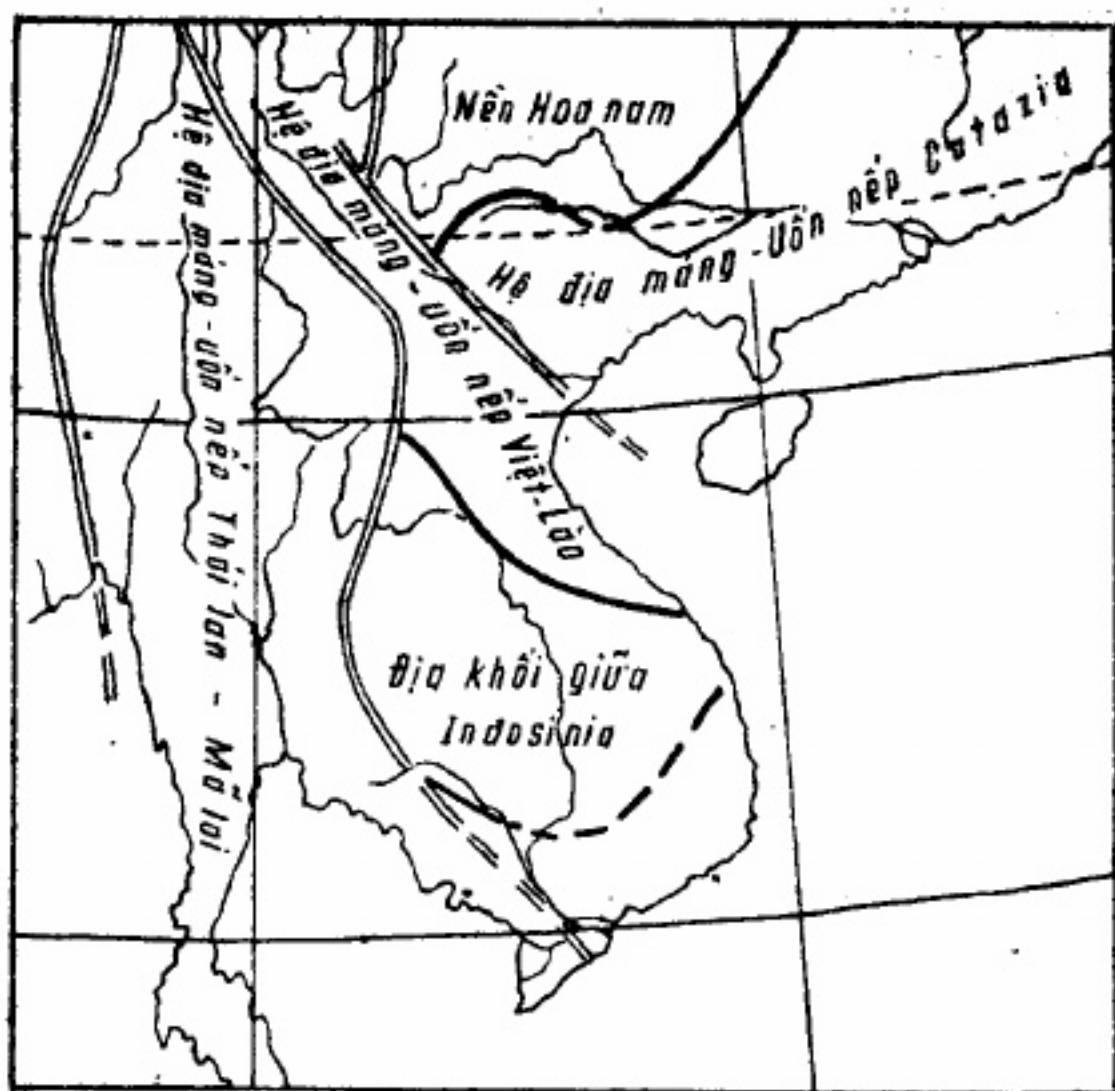
Ở phía đông, trong vùng Sardenia trầm tích Cambri cũng gồm cát kết ở phần dưới, đá phiến ở phần trên, còn phần giữa khá dày là đá vôi chứa hóa thạch dạng chén cổ. Như vậy mặt cắt Cambri ở Sardenia cũng rất gần gũi với mặt cắt ở Núi Đen.

Phần đông Địa Trung Hải (châu Á)

Trong các khu vực địa mảng rộng lớn này trầm tích Cambri cũng đã được phát hiện ở Thổ Nhĩ Kỳ, ở Capca, Pamia, Apganitan và dải Côn Luân, Tần Lĩnh ở Trung Quốc v.v... Chế độ địa mảng theo kiểu địa mảng thực thụ đã bắt đầu thể hiện ở Capca, Pamia và Côn Luân.

Khu vực địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh được hình thành từ cuối Proterozoi ngăn cách nền Trung Quốc thành hai phần và nhiều người coi như là một nhánh thuộc địa mảng đông Địa Trung Hải. Ở đây trầm tích Paleozoi hạ phần lớn nằm chỉnh hợp giả trên trầm tích Sini, quá trình trầm tích giữa Cambri và Sini đã bị gián đoạn. Bề dày trầm tích lớn và chủ yếu gồm các loại trầm tích lục nguyên như đá phiến sét, grauvac, quaczit và một số rất ít các tập đá vôi ở phần dưới của mặt cắt, đôi nơi có thành phần đá phun trào.

Khu vực địa mảng Đông Dương. Có thể thấy trong phạm vi địa mảng này có các miền khác nhau là miền uốn nếp Lào — Việt, miền uốn nếp hecxinit ở nam Trung Bộ (hai miền này cũng còn được gọi chung là hệ địa mảng Việt Nam), và miền của địa khối giữa Indosinia nằm giữa hai miền trên v.v... (h. 6-7). Ở miền uốn nếp Lào — Việt trầm tích Cambri thường phát triển liên tục với trầm tích Ođovic, thành phần chủ yếu là lục nguyên, đá phiến sét, cát kết dạng quaczit có xen những lớp vôi hoặc sét vôi chứa hóa thạch bộ ba thùy và tay cuộn ở Thanh Hóa và lưu vực sông Đà.



Hình 6-7. Phân chia khu vực của địa mảng Đông Dương (theo Trần Đức Lương, có sửa đổi)

Chịu ảnh hưởng của hoạt động uốn nếp của chu kỳ baican, vùng Uran vào đầu Cambri là một vùng núi, lục địa chiếm diện tích rộng lớn, biển chỉ hình thành dạng vịnh ở phía nam và phía bắc, tuy vậy hoạt động cũng khá mạnh, hình thành trầm tích lục nguyên và phun trào. Cuối Cambri ở Uran bắt đầu quá trình hồi sinh kiến tạo, hình thành dải biển chạy theo phương bắc — nam. Hoạt động địa mảng thực thụ đã diễn ra và thành tạo trầm tích lục nguyên, phun trào ngầm.

Hệ địa mảng nam Thiên Sơn. Hoạt động địa chất trong Cambri ở đây cũng có những nét tương tự với Uran. Trầm tích Cambri gắn liền với trầm tích Odovic và gồm đá phiến sét, cát kết, vôi và đôi nơi có spilit, diabaz. So với Uran thì ở Thiên Sơn hoạt động phun trào yếu hơn nhiều, thành phần spilit, diabaz có khối lượng không lớn và cũng chỉ gặp rất hạn chế.

Khu vực địa mảng Cazactan — Mông Cổ

Khu vực địa mảng này kéo dài từ Cazactan đến miền trung và nam Mông Cổ (h. 6-8). Trầm tích Cambri rất phát triển, bề dày trầm tích rất lớn. Hệ tầng trầm tích phun trào gồm chủ yếu là phun trào ngầm bazơ (spilit) và một ít phun trào axit, tuf và đá phiến silt, cát kết (gần 10km). Phía trên là hệ tầng trầm tích cacbonat và lục nguyên dày đến 4km, trong đó cũng vẫn có mặt dung nham và tuf.

Trong Cambri sớm biển bao phủ hầu như khắp lãnh địa của khu vực địa mảng, sự sụp võng địa mảng diễn ra mạnh mẽ, tốc độ trầm tích lớn và hoạt động phun trào mạnh. Ở Cambri trung đã bắt đầu hình thành những dải đảo do sự xuất hiện hoạt động nâng có tính địa phương. Sự kiện này thúc đẩy sự tăng thành phần trầm tích lục nguyên và giảm đá phun trào trong mặt cắt. Sang Cambri muộn hoạt động của khu vực thuận hơn, biển trở nên cạn hơn tạo điều kiện phát triển mạnh mẽ sinh vật ở đáy trong biển của khu vực địa mảng, các phức hệ hóa thạch trong trầm tích Cambri thượng rất phong phú và đa dạng.

Khu vực địa mảng Antai — Saian

Khu vực địa mảng này về diện tích nhỏ hơn nhiều so với hai khu vực địa mảng Uran — Thiên Sơn và Cazactan — Mông Cổ. Khu vực Antai — Saian gồm hai hệ địa mảng Antai — Tova và Cuznet — Saian. Đặc trưng là ở hệ Cuznet — Saian đã diễn ra quá trình thành tạo cấu trúc caledonit sớm trong kỷ Cambri.

Trong Cambri sớm biển bao phủ toàn bộ hệ địa mảng, thành tạo trầm tích vôi và dolomit dày đến 4km. Ở nhiều nơi đã hình thành trầm tích lục nguyên cùng với phun trào ngầm dày đến 7km. Đến đầu Cambri trung đã bắt đầu thành tạo những cấu trúc nâng nhưng địa mảng thực thụ vẫn hoạt động mạnh mẽ, tích đọng trầm tích lục nguyên và phun trào, đôi nơi có xen cacbonat (dày 3,5km). Trong Cambri trung cũng diễn ra hoạt động xâm nhập bazơ và sien bazơ. Cuối Cambri trung khu vực uốn nếp được mở rộng, biển địa mảng bị thu

hẹp. Ở những vòng sụp địa máng còn lại đó tiếp tục trầm đọng vật liệu lục nguyên thô được tải từ các cấu trúc nâng mới được hình thành. Hoạt động núi lửa vẫn còn tiếp diễn và ngoài núi lửa ngầm còn xuất hiện phun trào lục địa nữa. Chế độ hoạt động này vẫn còn tiếp tục sang Cambri muộn. Đến cuối kỷ Cambri đã hình thành khu vực núi uốn nếp trên toàn lãnh địa của hệ địa máng.

Vậy là hệ địa máng Cuznet — Saian đã hoạt động rất mạnh mẽ và kết thúc chế độ địa máng vào kỷ Cambri, hình thành cấu trúc caledonit sớm. Đây là vùng uốn nếp được thành tạo sớm nhất trong chu kỳ kiến tạo caledonit, người ta cũng còn gọi cấu trúc này là salairit, được hình thành trong pha uốn nếp salai. Một vài nhà địa chất coi pha uốn nếp salai như là một chu kỳ kiến tạo tương đương như các chu kỳ caledonit, hecxin v.v...

ĐẠI ĐỊA MÁNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Đại địa máng Thái Bình Dương hình thành một vành đai khổng lồ bao vòng Thái Bình Dương. Do tính chất phân kỳ trong lịch sử phát triển nên cấu trúc nội bộ của đại địa máng rất khác biệt nhau. Trong đại địa máng có các cấu trúc uốn nếp khác nhau gồm caledonit ở Trung Quốc, Úc, Nam cực ; hecxit ở Úc và Nam cực ; mezozoit ở đông bắc Á, Bắc Mỹ và anpit bao vòng Thái Bình Dương.

Một số các khu vực địa máng sau đây thuộc đại địa máng Thái Bình Dương : Catazia, Úc, Codie (tây Bắc Mỹ), Andet (tây Nam Mỹ) và Đông Bắc châu Á.

Khu vực Catazia

Khu vực địa máng này bao trùm lãnh thổ đông nam Trung Quốc (Phúc Kiến, Quảng Đông...) và theo một số các nhà địa chất thì cấu tạo của Catazia cũng kéo dài sang bắc và đông bắc nước ta (h. 6-7). Trước đây người ta coi Catazia là một phần của nền Nam Trung Quốc, bao gồm chủ yếu là đá biến chất cao, hình thành cấu trúc uốn nếp vào Tiền Cambri. Người đầu tiên coi Catazia có cấu trúc caledonit, tức là địa máng hoạt động vào Cambri — Silua, là Hoàng Cáp-thanh (1945). Nhiều thành tựu địa chất mới đã xác nhận ý kiến này. Chế độ địa máng chắc là đã bắt đầu từ cuối Proterozoi.

Loạt trầm tích thuộc chu kỳ caledonit ở Catazia được phát hiện ở Nam Lĩnh gồm cát kết grauvac, đá phiến sét và đá phiến silit, đôi chỗ có xen đá phun trào bazơ, đạt tới bề dày 8km.

Loạt trầm tích Long Sơn với bề dày tới 2000m đá phiến sét, filit, cát kết và quacxit trước kia được coi là có tuổi Proterozoi — Sini, nay có nhiều dẫn liệu chứng có tuổi từ Sini đến Silua.

Khu vực Việt Bắc của ta trước đây cũng được coi là phần rìa của nền Nam Trung Quốc. Những phát hiện cổ sinh, kết quả nghiên cứu địa tầng trong

những năm gần đây đã không xác nhận quan niệm đó. Pusarovski đã coi phần Đông Bắc Việt Nam thuộc khu vực địa mảng Catazia. Trần Đức Lương dựa vào phân tích nhiều tài liệu địa chất đã coi toàn bộ Bắc và Đông Bắc Bắc Bộ (nằm ở phía đông của đới Sông Hồng) vào khu vực địa mảng Catazia. Có lẽ quan niệm này là hợp lý. Trầm tích Cambri hạ ở đây là những đá vôi xen sét ở Hà Giang, Bảo Hà. Cambri trung phát triển hạn chế hơn. Trầm tích Cambri thượng gần liên tục với trầm tích Ordovic hạ ; ở vùng cực bắc Việt Nam (Đồng Văn) gồm đá vôi xen sét và bột kết chứa hóa thạch bọ ba thùy, bề dày tới hơn 1000m. Xa hơn về phía đông (Cao Bằng, Quảng Ninh) thành phần trầm tích lục nguyên chiếm vai trò chủ yếu. Ở Quảng Ninh hệ tầng đá biến chất gồm cát kết dạng quaczit chứa mica và filit đạt tới bề dày hơn 1000m. Ở vùng Sông Lô — Gâm các hệ tầng đá cát kết dạng quaczit, đá phiến xerixit, đá hoa và đá vôi trước đây được coi như có tuổi Proterozoi, trong những năm qua nhiều dẫn liệu mới chứng tỏ chúng có tuổi Paleozoi hạ và Devon.

Qua những điều nêu trên đây ta có thể thấy địa mảng Catazia trong Cambri chủ yếu là miền sụp võng, tuy bề dày trầm tích khá lớn nhưng phần lớn chỉ mới bước vào giai đoạn đầu của chế độ địa mảng. Hoạt động phun trào còn rất hạn chế.

Khu vực Úc

Địa mảng Úc bao trùm phần phía đông của lục địa châu Úc, giáp với nó, phần phía tây của lục địa là nền cổ.

Hoạt động của địa mảng Úc đã bắt đầu từ trước kỷ Cambri. Ngay từ đầu Cambri biển bao phủ cả Đông Úc, hoạt động sụp võng địa mảng diễn ra mạnh mẽ. Sự sụp võng đó dẫn đến tích đọng những hệ tầng trầm tích rất dày. Hoạt động phun trào ngầm rất mạnh, chủ yếu là dạng khe nứt. Trong dải Đông Úc từ đảo Tasmani ở phía nam lên đến cực bắc Đông Úc đã hình thành hệ tầng trầm tích gồm các thành hệ biến chất của các đá phun trào, đá phiến sét và phiến silit. Bề dày của trầm tích đạt tới 7,5km ở phía nam, càng lên phía bắc bề dày trầm tích càng giảm và thành phần phun trào trong mặt cắt cũng ít hơn. Phía tây của địa mảng Đông Úc thành phần trầm tích khác hơn, trong mặt cắt không có đá phun trào mà gồm cát kết, bột kết, cuội kết chứa bọ ba thùy và đá vôi phong phú hóa thạch dạng chén cổ. Cuối Cambri đã có biểu hiện của hoạt động macma xâm nhập bazơ và trung tính.

Khu vực địa mảng Cordie và Andet⁽¹⁾ (tây châu Mỹ)

Nét chung của hai khu vực địa mảng này là tuy trong Cambri đều đã có biểu hiện hoạt động uốn nếp xâm nhập, nhưng chế độ địa mảng chưa kết thúc và còn tiếp diễn hoạt động trong các kỷ khác.

(1) Cordillere — tây của Bắc Mỹ và Andes — tây của Nam Mỹ.

Địa mảng Andet cũng như phía đông của địa mảng Codie (phần tiếp với nền Bắc Mỹ) trong Cambri đã hoạt động như những địa mảng thuần, không có biểu hiện của hoạt động macma. Thành phần trầm tích gồm các thành hệ aspit và có cacbonat, chế độ hoạt động này sang các kỷ sau tiếp diễn ở địa mảng thuần Codie còn ở địa mảng Andet đã trải qua nghịch đảo kiến tạo bộ phận, sang Ordovic địa mảng lại tiếp tục sụp võng. Phía tây của địa mảng Codie, tiếp giáp bờ Thái Bình Dương, trong Cambri thể hiện rõ chế độ địa mảng thực thụ; có sự phân dị rõ nét về các cấu tạo âm và dương, hoạt động phức tạp, đá phun trào phổ biến trong mặt cắt.

Khu vực địa mảng Đông Bắc Á

Khu vực địa mảng Đông Bắc Á trong Cambri cũng như trong cả Paleozoi sớm phát triển theo chế độ địa mảng thuần. Thành phần trầm tích chủ yếu là sét vôi, dolomit, cát kết và đá phiến. Bề dày trầm tích đạt tới vài kilomet nhưng hầu như không gặp đá phun trào. Dải địa mảng lớn nhất nằm sát rìa phía đông của nền Sibêri, chế độ biến và trầm tích ở dải địa mảng này rất gần gũi với vùng biển của vùng nền Sibêri kề cận. Đến cuối kỷ Cambri thì chế độ hoạt động kiến tạo trở nên mạnh mẽ hơn, bắt đầu cho thời kỳ hoạt động tích cực của địa mảng tiếp diễn từ Ordovic.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

Liên quan với các hoạt động sụp võng của các địa mảng, trong kỷ Cambri phần lớn các nền đều có trầm tích Cambri do các nền cũng bị chìm theo xuống dưới mực nước biển. Mức độ cũng như thời gian bắt đầu chìm lún xảy ra ở các nền mỗi nơi một khác. Một nhận xét về các nền trong kỷ Cambri cũng như trong các kỷ sau là chế độ hoạt động của chúng chịu ảnh hưởng rất lớn và trực tiếp của chế độ hoạt động của các địa mảng kề cận.

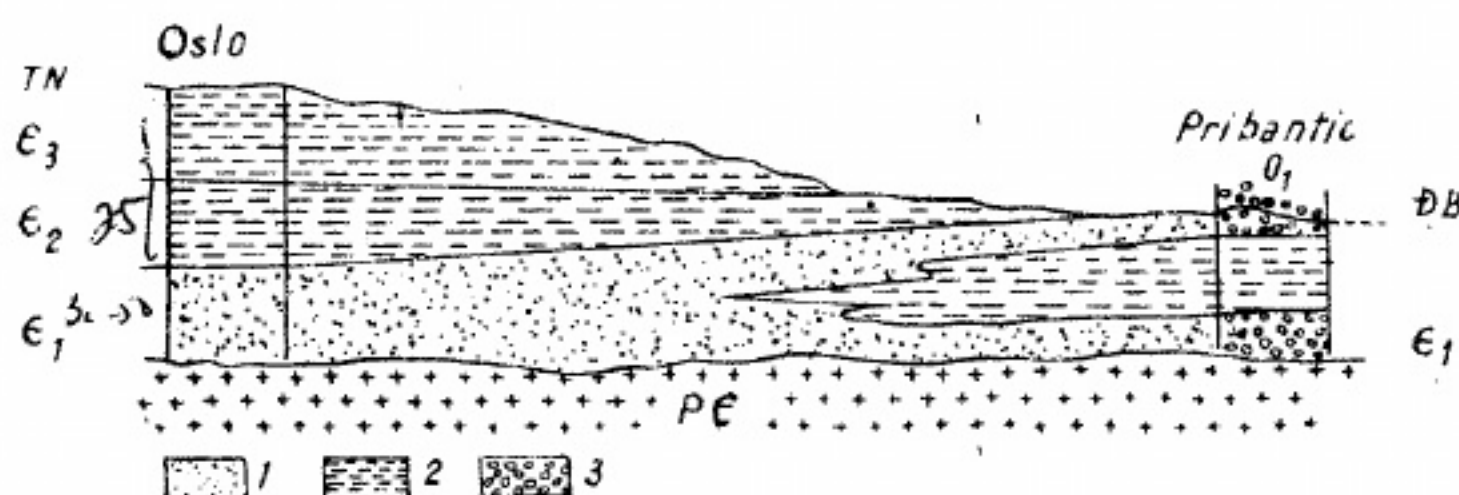
Trong kỷ Cambri ở các nền thường hình thành các đá trầm tích lục nguyên mịn và đá cacbonat, độ dày nói chung không lớn lắm và đặc trưng cho tương đá biển cận.

NỀN ĐÔNG ÂU

Theo kết quả nghiên cứu của các nhà địa chất Nga và Scandinavia, trong kỷ Cambri nền Đông Âu chỉ bị biến ngấp trên một phạm vi không rộng lớn lắm ở phía tây bắc của nền giáp với rìa phía nam của khiên Bantic.

Mặt cắt trầm tích Cambri dày đủ nhất ở nam Na Uy và đảo Gotlan. Nằm phủ trên mặt bào mòn của đá Tiền Cambri là một hệ tầng cát kết thạch anh và

cát kết glocon, bề dày 80 — 50m. Phần dưới của hệ tầng chứa hóa thạch thực vật *Eophyton*, sứa và tay cuộn. Ở phần trên của hệ tầng đã phát hiện hóa thạch bộ ba thùy *Holmia* đặc trưng cho Cambri hạ. Nằm trên cát kết là một hệ tầng đá phiến sét đen dày 75m rất phong phú hóa thạch bộ ba thùy. Sự phong phú hóa thạch đa dạng của bộ ba thùy đã cho phép các nhà nghiên cứu phân chia thành 12 tầng cổ sinh, mỗi tầng có một phức hệ hóa thạch đặc trưng. Đặc trưng cho phần dưới của hệ tầng là *Paradoxides* và phần trên là *Olenus*, như vậy hệ tầng sét này có tuổi trọn vẹn từ Cambri trung đến Cambri thượng. Đá trầm tích Ođovic phủ không gián đoạn trên hệ tầng đá phiến sét vừa kể trên.



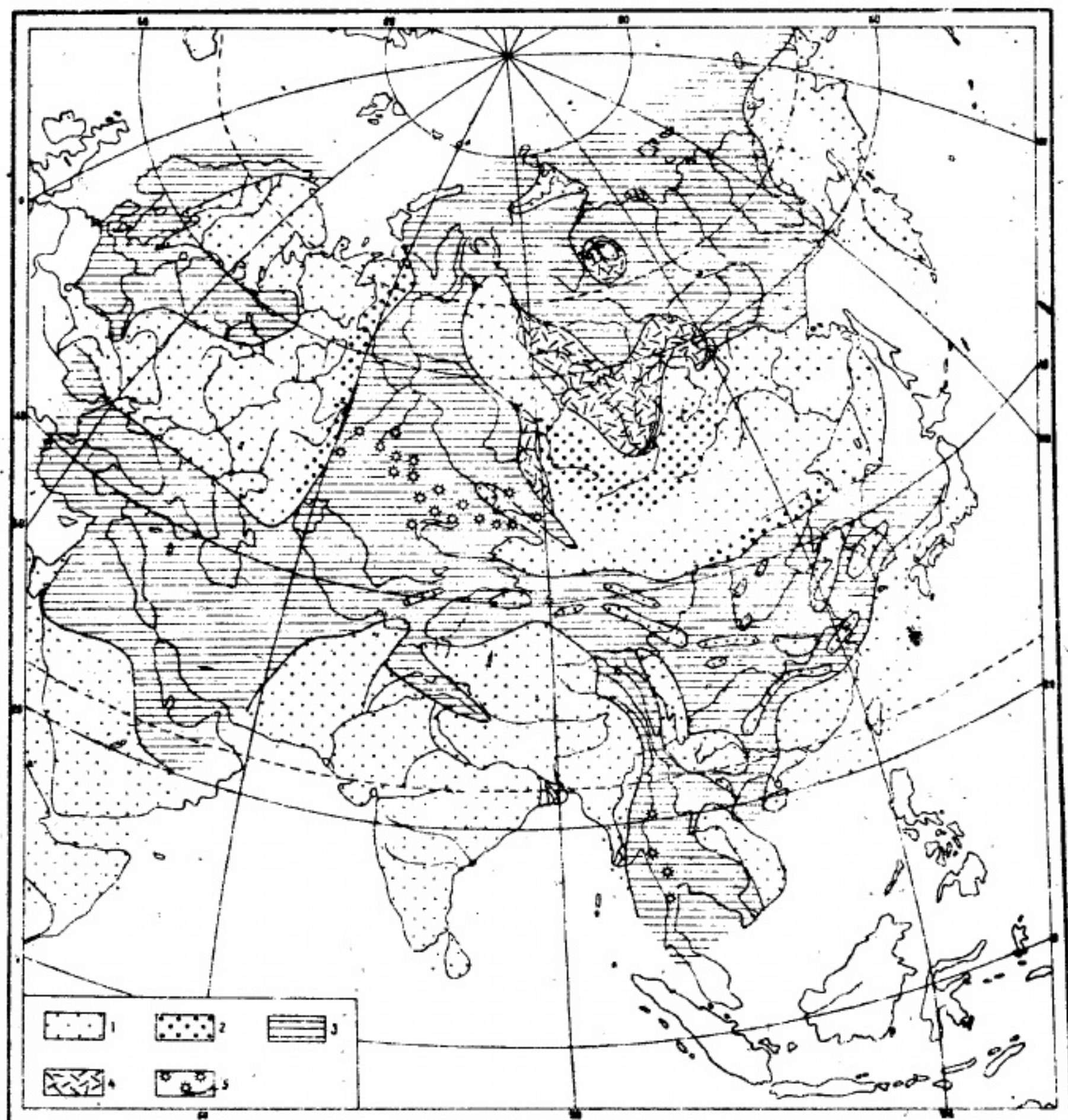
Hình 6-9. Sơ đồ sắp xếp trầm tích Cambri ở phía tây bắc nền Đông Âu (theo Strakhov).

1. cát kết chứa *Olenellus*; 2. đá phiến sét; 3. cuội kết Ođovic hạ, trong cuội có chứa hóa thạch tuổi Cambri trung và Cambri muộn *Olenus*, *Paradoxides*.

Mặt cắt ở vùng Pribaltic của Liên Xô, nằm về phía đông của mặt cắt vừa kể trên, có bề dày trầm tích không lớn. Trầm tích Cambri hạ gồm tầng cuội kết và cát kết không chứa hóa thạch, dày 75m. Tiếp lên trên là tầng sét xanh dẻo, nghèo hóa thạch, người ta chỉ phát hiện được một vài dạng thuộc giống *Olenellus* tuổi Cambri sớm. Cuối cùng là cát kết chứa *Eophyton* giống như mặt cắt trước. Bề dày toàn bộ của trầm tích Cambri ở Pribaltic khoảng 200m. Trầm tích Ođovic phủ trực tiếp trên trầm tích Cambri hạ. Như vậy là trong mặt cắt vắng mặt trầm tích Cambri trung và thượng. Nhưng trong cuội của cuội kết Ođovic phủ trên đó người ta đã gặp di tích của *Paradoxides* và *Olenus*. Điều đó chứng tỏ rằng trước kia trong mặt cắt đã có mặt Cambri trung và Cambri thượng nhưng do bề dày không lớn và qua gián đoạn nâng cao chúng đã bị bào mòn hết. Trên hình 6-9 thể hiện cột địa tầng khái quát của vùng Oslo (Na Uy) và Pribaltic và mối tương quan chuyển tương đá trong khu vực này.

Ngoài vùng bán đảo Scandina và vùng Pribaltic của Liên Xô trầm tích Cambri không gặp trên các vùng khác trong địa phận của nền Đông Âu. Ở trung tâm và phía đông của nền, những nơi có công trình khoan, người ta đều không gặp trầm tích Cambri mà trầm tích Devon đều phủ trực tiếp trên móng uốn nếp tuổi Tiền Cambri. Như vậy có thể kết luận rằng biên Cambri chỉ phủ trên một diện tích ở rìa tây bắc của nền, nơi tiếp giáp với địa mảng Grampian. Qua phân

tích về lịch sử phát triển kiến tạo người ta có thể nhận định được rằng biển đã tràn vào nền Đông Âu từ phía tây bắc ngay từ đầu Cambri và do đây biển có thể đã có ngay từ trước Cambri ít lâu. Thành phần của các mặt cắt chứng tỏ biển Cambri ở tây bắc nền Đông Âu không sâu. Thành phần vật chất ổn định, bề dày không lớn và giàu di tích sinh vật làm cơ sở cho nhận định này. Khu vực biển chỉ bao phủ phần tây bắc nền, trừ khiên Bantic. Khu vực đông nam của nền (từ vùng Mascova) suốt Cambri là lục địa (h. 6-10).



Hình 6-10. Sơ đồ cổ địa lý của Âu — Á trong Cambri muộn (theo Sinhixun).
1-2. lục địa đồng bằng (1) và vùng cao (2); 3. biển; 4. vùng trầm tích màu đỏ; 5. vùng có hoạt động núi lửa.

NỀN SIBÊRI

Các đá trầm tích thuộc hệ Cambri phổ biến khá rộng rãi trong phạm vi nền Sibêri. Người ta cho rằng chúng có mặt trên hầu hết diện tích của nền, những nơi hiện không lộ trầm tích Cambri không phải là chúng vắng mặt mà do bị các trầm tích trẻ hơn phủ lên trên.

Tính chất của các mặt cắt không hoàn toàn giống nhau mà khá phức tạp, bề dày trầm tích cũng khác nhau tùy vùng (nói chung bề dày có thể tới 1500 — 2000m), thành phần hóa thạch cũng khá phong phú. Mặt cắt Cambri ở trung lưu sông Lena có bề dày tới 2000m.

Nằm trên mặt bào mòn của đá Tiền Cambri là những lớp cuội kết hạt nhỏ, đôi khi khá dày. Tiếp trên là đá phiến sét và sét vôi mà nhiều nơi chúng chứa khá phong phú hóa thạch dạng chén cổ. Phần tiếp theo của mặt cắt là đá vôi và dolomit, hoặc phân lớp mỏng hoặc đôi khi dạng khối. Trong những đá này có thể gặp hóa thạch tảo và dạng chén cổ, thẳng hoặc cũng gặp bộ ba thúy. Đôi nơi tảo và dạng chén cổ trở thành sinh vật tạo đá, điều này chứng tỏ chúng được thành tạo trong điều kiện biển cạn. Song song với loại đá vôi và dolomit vừa kể trên, vài nơi khác ta cũng gặp loại đá vôi bitum màu xám đen, trong chúng hầu như không có mặt hóa thạch tảo và dạng chén cổ, nhưng lại khá phong phú hóa thạch bộ ba thúy (*Protolenus*, *Agnostus* v.v...). Sự phong phú các vật liệu hữu cơ làm cho có chỗ hình thành đá phiến cháy. Như vậy có khả năng những đá vôi bitum này được hình thành trong điều kiện biển sâu hơn những đá chứa hóa thạch dạng chén cổ và tảo kể trên kia.

NỀN TRUNG QUỐC

Khác với các nền ta đã xét trên kia, nền cổ Trung Quốc có cấu tạo và lịch sử phát triển phức tạp hơn. Chắc chắn rằng cuối Proterozoi đã có một nền Trung Quốc thống nhất, nhưng từ đầu Paleozoi do hình thành khu vực địa mảng Tân Lĩnh — Côn Luân, nền Trung Quốc bị tách làm hai khối chính, là nền Bắc Trung Quốc và nền Nam Trung Quốc.

Ở nền Bắc Trung Quốc trong Cambri phần phía tây bắc (gồm sa mạc Gobi và Nam Mông Cổ) là lục địa, các vùng còn lại có chế độ biển cạn. Có lẽ ở nền Nam Trung Quốc cũng có chế độ tương tự. Biển Cambri của Trung Quốc có những dạng đảo và do đó hình thành nhiều khu biển nửa kín, tạo điều kiện tích đọng nhiều trầm tích kiểu vụng vịnh (h. 6-10). Những nơi trầm tích Cambri phổ biến là ở Sơn Đông, Sơn Tây, Tráng An v.v....

Trầm tích Cambri hạ ở nhiều nơi nằm chuyển tiếp trên trầm tích Sini, số khác phủ bất chỉnh hợp trên đá Proterozoi. Thành phần đá gồm đá phiến nhiều màu sắc xen những lớp sét vôi kiểu biển cạn. Ở những nơi rìa lục địa hoặc đảo đã thành tạo loạt trầm tích cát kết, đá phiến màn đỏ.

Trầm tích Cambri trung và thượng chủ yếu là vôi, sét vôi. Biển trở nên rộng rãi hơn, người ta không gặp các loại trầm tích kiểu lục địa và á lục địa. Bề dày trầm tích Cambri của nền Trung Quốc chỉ đạt tới 0,5km, trong đó chứa nhiều hóa thạch bộ ba thùy và tay cuộn thuộc khu vực cổ địa lý động vật Ấn Độ Dương và Thái Bình Dương.

NỀN BẮC MỸ

Nền Bắc Mỹ trong Cambri chủ yếu là lục địa, biển chỉ ngập vào phần đông nam và một phần phía tây của nền (h. 6-11).

Trầm tích Cambri hạ hầu như vắng mặt. Trầm tích Cambri trung phân bố ở rìa phía tây nền, gồm cát kết, bột kết và đá vôi. Cambri thượng phân bố rộng rãi hơn do biển Cambri muộn bao trùm cả lãnh địa phía nam của nền cho đến tận vùng Hồ Thượng (Lake Superior). Thành phần trầm tích chủ yếu của Cambri thượng là cát kết ở dưới và đá vôi, dolomit ở phía trên.

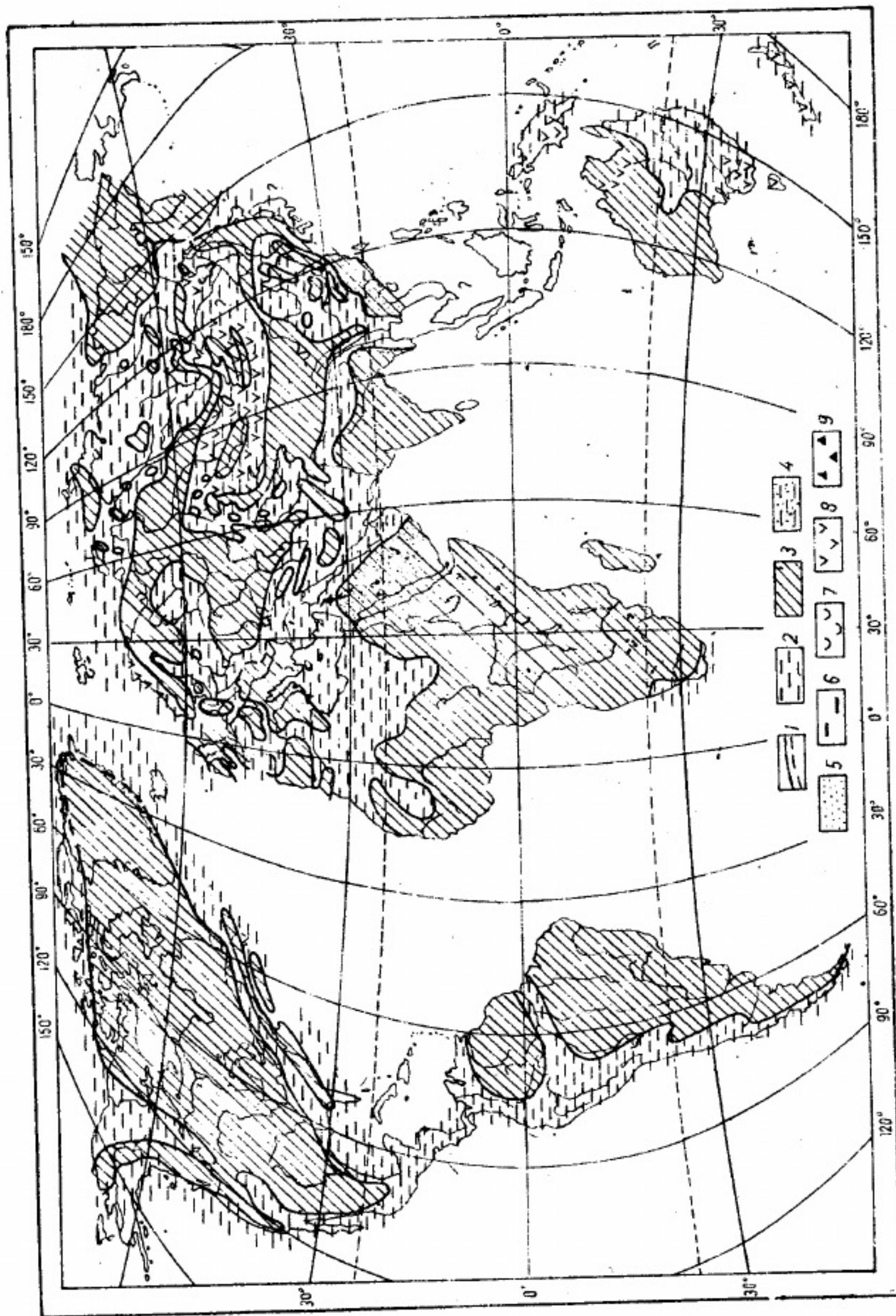
NỀN GONVANA

Trong suốt Paleozoi ở bán cầu nam một lục địa khổng lồ có cấu tạo nền gồm những khiên, địa đài xen nhau, kéo dài từ Nam Mỹ qua Phi châu, bán đảo A/rập, Ấn Độ và châu Úc và có lẽ cả châu Nam Cực nữa. Sự có mặt một lục địa thống nhất (nền) này được xác nhận bằng nhiều tài liệu về cấu trúc địa chất, cổ địa lý sinh vật v.v... Tên gọi của nền (Gondvana) do ghép từ hai chữ Gond — tên một bộ tộc và Vana — tên địa phương ở Ấn Độ.

Phần phía tây của nền (lục địa Nam Mỹ) trong Cambri chủ yếu là vùng nổi cao, chịu tác dụng bào mòn. Trầm tích Cambri chỉ gặp ở lưu vực sông Amazon và là dạng trầm tích sông băng, gồm cát kết và tilit. Ở lục địa châu Phi trầm tích Cambri cũng được xác lập một cách qui ước như ở Nam Mỹ. Đó là các loại trầm tích lục nguyên thô (dày gần 1km) ở phía bắc và tây bắc của lục địa. Như vậy khác với Nam Mỹ, biển cạn có lẽ đã phủ một phần rìa bắc và tây bắc lục địa châu Phi ở kỷ Cambri.

Ở Ấn Độ trong Cambri cơ bản cũng là vùng nổi cao chịu tác dụng bào mòn như ở Nam Mỹ. Trầm tích Cambri chứa hóa thạch bộ ba thùy, tay cuộn chỉ gặp ở tây bắc của lục địa trong vùng giáp ranh với đai địa móng Địa Trung Hải (h. 6-11).

Lục địa Úc là nơi bị ngập biển nhiều nhất của nền Gonvana trong Cambri, nhưng cũng chỉ trong phạm vi phía đông của nền, giáp với đai móng Đông Úc. Vùng nền bị sụp sâu nhất là ở phía đông bắc, ứng với dải Macdonen hiện nay. Hình thái vùng sụp này xác nhận tính chất của một móng nền (aulacogen) đã xuất hiện từ cuối Proterozoi. Bề dày trầm tích Cambri tới hơn 1km và chủ yếu là cát kết, phiến sét và vôi chứa bộ ba thùy, tảo và dạng chén cổ.



Hình 6-11. Sơ đồ cổ địa lý thế giới trong Cambri sớm (theo Leviski).

1. ranh giới biển và lục địa; 2. biển; 3. lục địa; 4. xen kẽ các thời kỳ lục địa và biển; 5. vùng lục địa có tích đọng vật liệu trầm tích; 6. vùng trầm tích chứa than; 7. vùng tích đọng trầm tích chứa muối; 8. vùng hoạt động núi lửa; 9. vùng có trầm tích sông băng.

Qua những điều vừa nêu trên ta thấy nền Gonvana trong Cambri về cơ bản là một lục địa nâng cao, chỉ có phần rìa của nền tiếp giáp với các địa mảng là có những hoạt động sụp tạo trầm tích trên những phạm vi nhỏ bé so với diện tích khổng lồ của nền.

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ—NHỮNG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CHỦ YẾU

Chúng ta đã đi qua những nét chủ yếu về hoạt động địa chất của các địa mảng và nền, trong phần này sẽ nêu lên những nét lớn về sự kiện địa chất cũng như hoàn cảnh cổ địa lý của vỏ quả đất trong kỷ Cambri.

Ngay từ cuối Proterozoi đã hình thành những nền cổ như ta đã biết. Những đại địa mảng cũng tiếp tục hoạt động và ở mỗi hệ mỗi khu vực địa mảng cũng có những đặc thù riêng.

Đầu kỷ Cambri, nói chung, bắt đầu một giai đoạn mới trong lịch sử vỏ quả đất, biến lẫn ở nhiều lãnh địa của địa mảng và nền (h. 6-11). Các nền Sibêri và Trung Quốc có diện biến ngập lớn nhất, các nền Đông Âu, Bắc Mỹ và Gonvana biến ngập ở phần rìa các địa mảng. Biến được mở rộng hơn ở Cambri giữa, sự phân bố rộng rãi của trầm tích Cambri trung ở nhiều nơi với đá cacbonat tương biến nông đã xác minh cho điều vừa nói. Sang Cambri muộn chỉ ở nền Bắc Mỹ là biến được mở rộng hơn, các nền khác như Đông Âu, Sibêri, Trung Quốc diện biến ngập bị thu hẹp hơn. Ngay từ đầu Cambri, khối nền Gonvana bao la (phần lớn diện tích của nó nằm ở bán cầu nam) đã thể hiện tính chất của một lục địa nâng cao vững chãi. Diện tích bị biến ngập ở phần rìa của nền tiếp giáp với địa mảng (Đông Úc, Bắc Phi và khu vực Amazon ở Nam Mỹ) là quá nhỏ bé so với diện tích khổng lồ của phần lục địa nâng cao.

Các địa mảng phần lớn bước vào giai đoạn đầu của chu kỳ địa mảng. Tốc độ sụp võng của các địa mảng tuy có khác nhau nhưng nói chung đều hình thành các hệ tầng trầm tích lục nguyên dày. Trừ khu vực địa mảng Antai—Saian ra, ở các địa mảng khác hầu như không có thành phần đá phun trào trong các thành hệ trầm tích.

Các thành hệ trầm tích biến của Cambri ở địa mảng và nền phân biệt nhau khá rõ nét. Ở địa mảng hình thành thành hệ aspit, ở nhiều nơi trong mặt cắt địa chất cuối kết có bề dày khá lớn, trầm tích cacbonat chỉ ở dạng xen lớp rất hạn chế. Ngoài ra ở địa mảng cũng còn có những trầm tích hóa học như các loại quặng sắt, mangan, boxit và fotforit. Thành hệ cacbonat—sét rất đặc trưng cho trầm tích miền nền ở Cambri, ngoài ra ở đôi nơi (nhất là Cambri hạ) còn có trầm tích cát sét màu đỏ của tương vụng vịnh, á lục địa.

Trong kỷ Cambri khu vực địa mảng Antai—Saian có lịch sử phát triển khác biệt hơn các địa mảng khác. Hoạt động tích cực của địa mảng ở đây đã diễn ra

sớm hơn các địa mảng khác, trong Cambri sớm và Cambri giữa ở khu vực địa mảng này có chế độ sụp võng lớn, bề dày trầm tích lớn, hoạt động phun trào mạnh mẽ hình thành những hệ tầng trầm tích núi lửa có bề dày lớn. Cuối Cambri giữa đã bắt đầu có chuyển động nâng và xâm nhập bazơ, siêu bazơ. Đến Cambri muộn thì hoạt động nghịch đảo kiến tạo kèm theo xâm nhập axit. Đây là pha uốn nếp salai, pha sớm nhất của chu kỳ địa mảng caledoni, pha uốn nếp này về cơ bản đã đưa đến kết thúc chế độ địa mảng và hình thành cấu trúc salairit ở khu vực địa mảng Antai — Saian. Ở các địa mảng khác, đôi nơi cũng có thể hiện chuyển động salai, tuy ở mức độ yếu ớt và chưa gây biến đổi lớn trong chế độ hoạt động địa mảng. Những biểu hiện của chuyển động salai theo Pronin (1969) cũng thể hiện ở dạng gián đoạn giữa Cambri và Ođovic trong các khu vực địa mảng Tây Địa Trung Hải, như ở Tiệp người ta đã gọi chuyển động này là pha cheski. Ở Anh, Scandinavia, Uran, Mông Cổ, Trung Quốc v.v... pha salai cũng thể hiện yếu ớt ở dạng bất chỉnh hợp góc giữa trầm tích Cambri và Ođovic. Ở Việt Nam không có biểu hiện của pha nghịch đảo kiến tạo salai. Các loạt trầm tích liên tục giữa Cambri và Ođovic ở nhiều miền của đất nước chứng tỏ điều đó.

Tài liệu về điều kiện khí hậu trong Cambri đến nay không có nhiều. Dựa vào sự phân bố trầm tích các loại muối, thạch cao, dolomit ta có thể dự đoán được rằng trong kỷ Cambri đã có một đới khí hậu khô nóng theo tuyến bán đảo A rập, trải qua đông Sibêri và Canada. Ở hai phía của đới này với sự có mặt của trầm tích quặng mangan, sắt và bôxít cho phép ta nghĩ rằng ở đó đã có khí hậu ẩm và ấm. Sự có mặt của tilit (trầm tích sông băng) ở Nam Mỹ có thể nói lên điều kiện khí hậu lạnh hoặc ôn đới ở vùng này.

Chương 7

KỶ OĐOVIC

Kỷ Ođovic dài khoảng 60 triệu năm. Trước đây Ođovic là một thống của hệ Silua, khi đó Silua gồm thống hạ hay Ođovic, thống thượng hay Gotlan. Ngày nay tuy chưa có một nghị quyết nào của hội nghị địa chất quốc tế nhưng phần lớn các nước đều đã phân định hệ Silua trước kia thành hai hệ: Ođovic⁽¹⁾ tương

(1) Tên của hệ Ođovic phát nguồn từ địa điểm phân định trầm tích này lần đầu ở tây nam nước Anh. Nơi đó bộ tộc Ođovic (Ordovic) cư trú vào thời đế quốc La Mã.

đương với thống Ođovic cũ và hệ Silua tương đương với thống Gotlan. Việc phân chia như vậy là hợp lý vì Ođovic và Silua (tức Gotlan cũ) cả về mặt thế giới sinh vật cũng như về các đặc điểm hoạt động địa chất khác đều mang tính chất đặc trưng riêng.

Việc phân chia địa tầng của hệ Ođovic cho đến nay vẫn chưa có ý kiến thống nhất giữa các nhà địa chất trên thế giới. Sau đây là cách phân chia được nhiều người sử dụng.

<i>Thống</i>	<i>Cách phân bậc ở Âu châu</i>	<i>Cách phân chia ở Mỹ</i>
Thượng	Asgin Caradoc <i>Thượng hạng hạ</i>	Cincinnatian
Trung	Landeilo Lanvier	Champlainian
Hạ	Arenic hay Skidap Tremadoc	Canadian

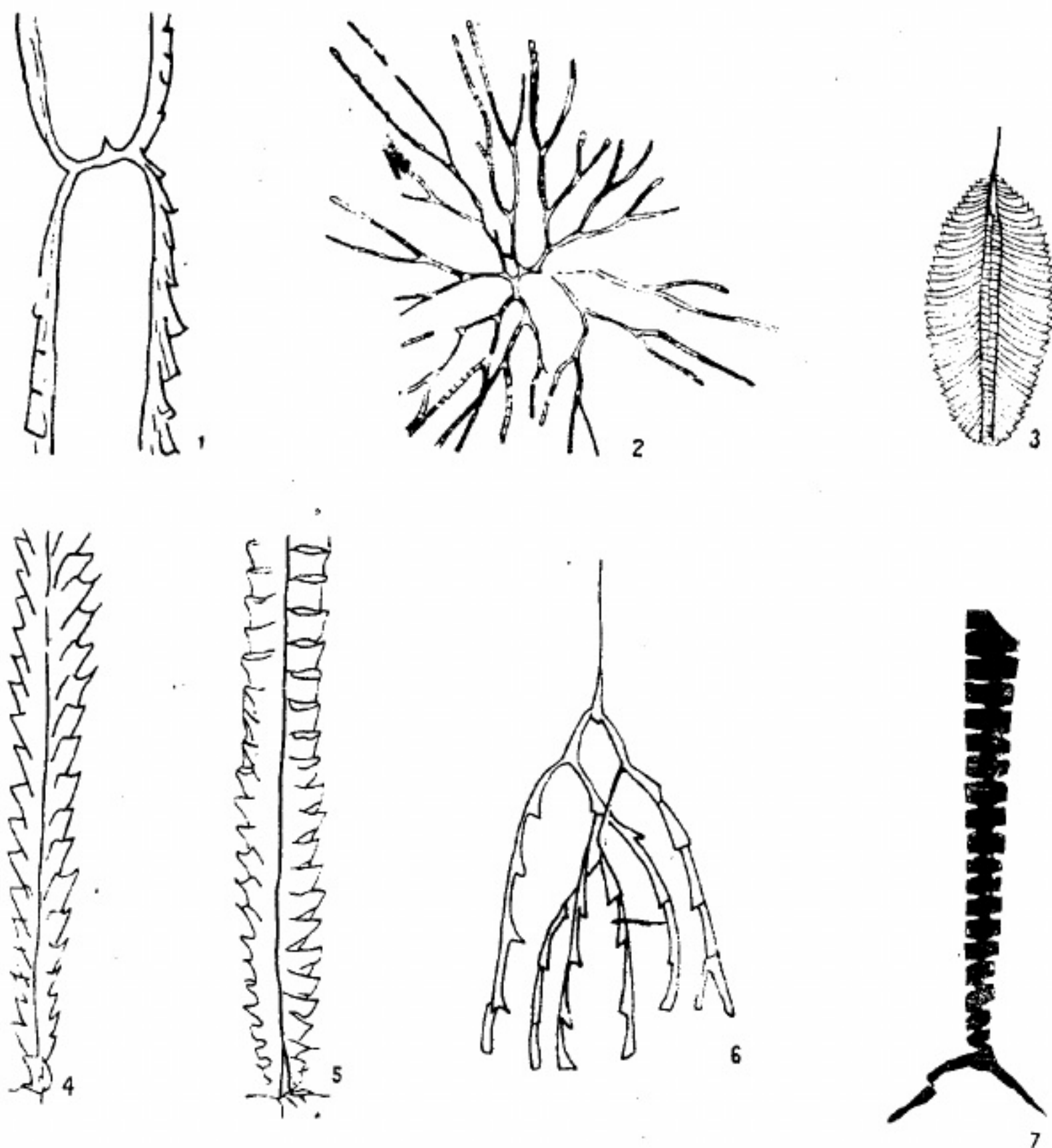
Tên của các bậc ở châu Âu đều bắt nguồn từ địa danh ở xứ Uenxơ (nam nước Anh), nơi có những mặt cắt chuẩn của các bậc. Ranh giới giữa Cambri và Ođovic cũng chưa thống nhất, ở Anh người ta quen quan niệm Tremadoc thuộc về những lớp trên cùng của Cambri vì ở đó mặt cắt Cambri liên tục với Tremadoc. Việc phân chia Ođovic làm ba thống cũng còn nhiều ý kiến chưa nhất trí. Có quan niệm cho rằng Ođovic hạ chỉ gồm Tremadoc và Skidap. Ođovic thượng gồm những bậc còn lại. Benison và Raitơ (Bennison G.M., Wright A.E.) trong công trình tổng hợp mới về địa chất nước Anh (1969) lại coi Ođovic gồm hai thống, trong đó thống hạ có các bậc từ Tremadoc đến Landeilo, còn thống thượng gồm hai bậc Caradoc và Asgin.

THẾ GIỚI SINH VẬT

So với kỷ Cambri thế giới sinh vật của kỷ Ođovic đã rất phong phú và đa dạng. Trong kỷ này các đại biểu của bộ ba thủy vẫn tiếp tục phát triển, bút đá (Graptolithina) lần đầu xuất hiện ở Cambri sang Ođovic phát triển cực kỳ phong phú. Bắt đầu từ Ođovic tay cuộn có khớp thay thế vai trò ưu thế của tay cuộn không khớp, các đại biểu của ngành ruột khoang bắt đầu phát triển và đến cuối

kỷ đã có vai trò quan trọng trong giới động vật. Nhiều nhóm sinh vật khác cũng phát triển; chúng ta sẽ đi qua các nhóm sinh vật theo thứ tự vai trò quan trọng của chúng.

Bút đá (h. 7-1). Trước đây vị trí phân loại của bút đá chưa được sáng tỏ, từ khi thành công của nhà cổ sinh Ba Lan Kozlovski được công bố vào những năm 50 thì người ta thống nhất nhận định chúng thuộc động vật nửa dây sống (Hemichordata). Như chúng ta đã biết, trong kỷ Cambri đại diện của bút đá còn rất thưa thớt với giống *Dictyonema*, sang kỷ Ođovic chúng phát triển rất phong phú và còn tiếp tục phát triển sang kỷ Silua nữa. Ở cả hai kỷ Ođovic và Silua



Hình 7-1. Một số hóa thạch bút đá trong kỷ Ođovic.

1. *Tetragraptus scandens* (Ruedemann); 2. *Clonograptus flexilis* (Hall); 3. *Phyllograptus typus* (Hall); 4. *Diplograptus pristis* (Hall); 5. *Glytograptus teretisuculus* (Hisinger); 6. *Bryograptus pusillus* (Ruedemann); 7. *Climagraptus bicornus* (Hall).

chúng đều có vai trò rất lớn trong địa tầng, thông thường những hóa thạch của bút đá phong phú trong các tầng đá mịn nước sâu, một số rất ít hóa thạch của chúng có thể gặp ở tầng đá thô hơn, nhưng đều ở trạng thái bảo tồn rất kém.

Trong suốt hai kỷ Ordovic và Silur bút đá rất đa dạng, tiến hóa nhanh, phân bố địa lý rộng rãi, vì thế chúng trở thành hóa thạch chỉ đạo chủ yếu; nhiều nơi dựa vào bút đá người ta đã phân chia địa tầng tỉ mỉ. Ở Scandinavia người ta đã phân đến 15 đới bút đá trong Ordovic mà nhiều đới này còn phân bố rộng trong đại lục Âu — Á, Mỹ, thậm chí cả ở Úc nữa.

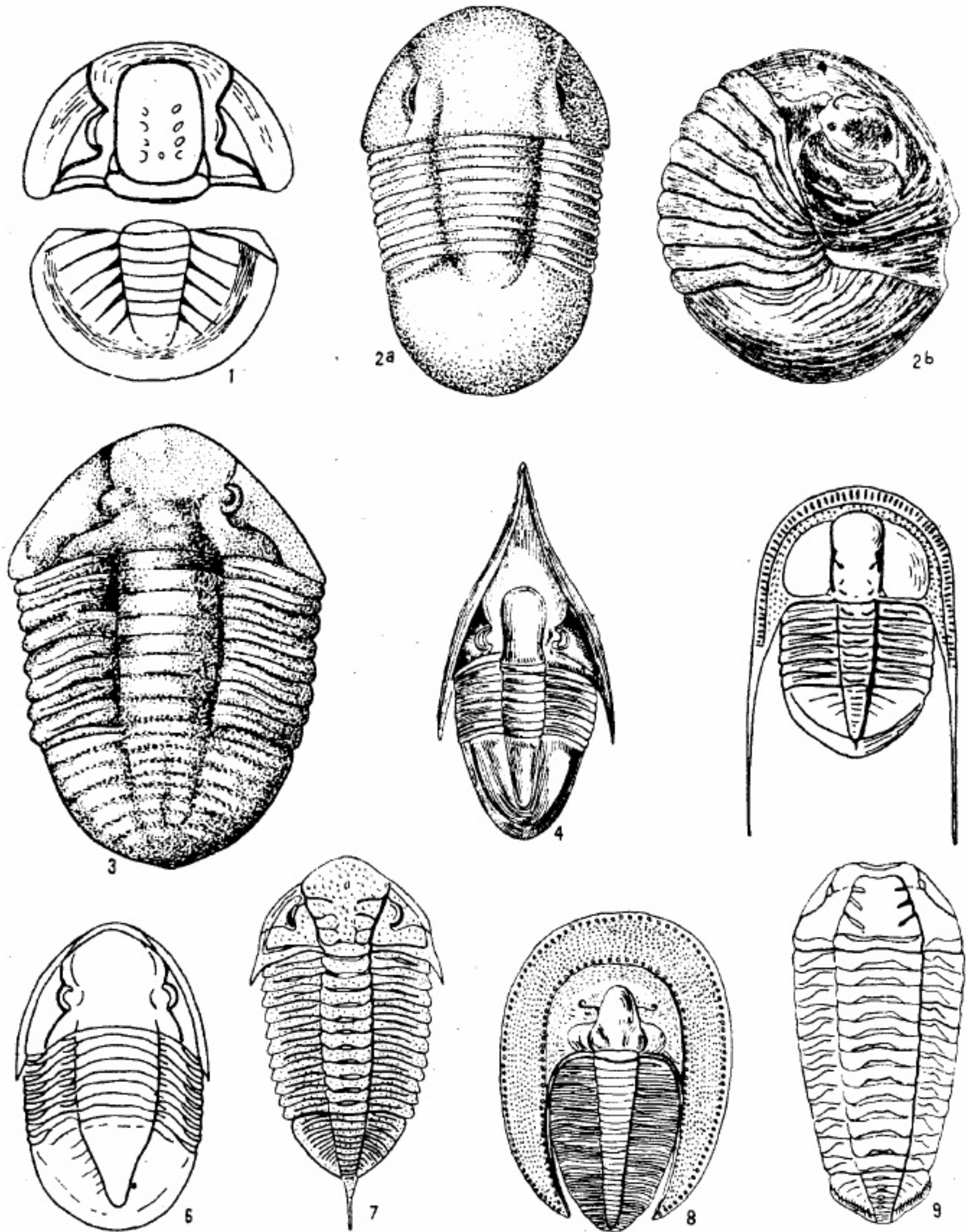
Ở đầu kỷ, ngoài *Dictyonema* ta gặp những dạng đầu tiên của bút đá chính thức như *Clonograptus*, *Bryograptus* và sau đó là nhiều dạng bút đá điển hình như *Tetragraptus*, *Phyllograptus*. Từ Ordovic trung trở đi chúng trở nên rất phong phú với các giống điển hình như *Didymograptus*, *Climacograptus*, *Glyptograptus*.

Bọ ba thùy (h. 7-2). Về mức độ phát triển bọ ba thùy trong kỷ Ordovic cũng phong phú không kém ở Cambri, chúng đã có sự đổi mới hẳn trong thành phần. Khoảng bốn phần năm số giống của Cambri đã không gặp lại trong Ordovic nữa. Các nhà cổ sinh gọi nhóm bọ ba thùy của kỷ Ordovic là nhóm thứ hai với các đặc điểm riêng. Đặc trưng của nhóm bọ ba thùy thứ hai là khiên đầu và khiên đuôi lớn gần bằng nhau, sườn, đuôi thể hiện rõ nét, số đốt phần ngực bụng giảm bớt, mắt phát triển, đặc biệt là từ Ordovic, bọ ba thùy có khả năng cuộn tròn. Các nhà sinh vật học cho rằng việc xuất hiện khả năng cuộn tròn là phản xạ tự vệ của sinh vật (h. 7-2). Khi đó ở biển xuất hiện nhiều địch thủ, trong quá trình đấu tranh sinh tồn bọ ba thùy đã đạt được khả năng tự vệ thụ động là cuộn mình lại. Hình thức phát triển của mắt thể hiện bằng hệ thống mắt kép. Cuối cùng, các đại biểu của nhóm bọ ba thùy thứ hai này phần lớn thuộc nhóm Má sau. Các giống điển hình ta có thể kể là *Niobe*, *Iliaenus*, *Megalaspis*, *Trinucleus*, *Isotelus*.

Cuối Ordovic nhóm bọ ba thùy thứ hai bị tiêu giảm và thay thế vai trò của chúng là nhóm thứ ba. Các giống chung cho cả nhóm thứ hai và thứ ba gồm *Dalmanites*, *Harpes*, *Calymene* (theo nghĩa rộng), *Acidaspis* v.v...

Theo những tài liệu liên biết thì bọ ba thùy đạt sự phát triển thịnh vượng nhất vào kỷ Ordovic (có đến hơn 1200 loài thuộc hơn 80 giống), sang kỷ Silur chúng đã ít nhiều kém phát triển hơn.

Tay cuộn (h. 7-3). Chúng ta đã biết trong kỷ Cambri các đại biểu của tay cuộn còn đơn giản, đại bộ phận chúng thuộc lớp không khớp. Cũng từ cuối kỷ Cambri đã xuất hiện các đại biểu của lớp có khớp, nhưng phải sang kỷ Ordovic chúng mới đóng vai trò quan trọng. Nhờ cấu tạo tiến hóa, có vỏ bằng chất vôi, sự đóng mở vỏ nhờ tác dụng của khớp mà con vật có khả năng lớn trong cuộc đấu tranh sinh tồn. Chúng đã phát triển rất nhanh chóng và chiếm vai trò ưu



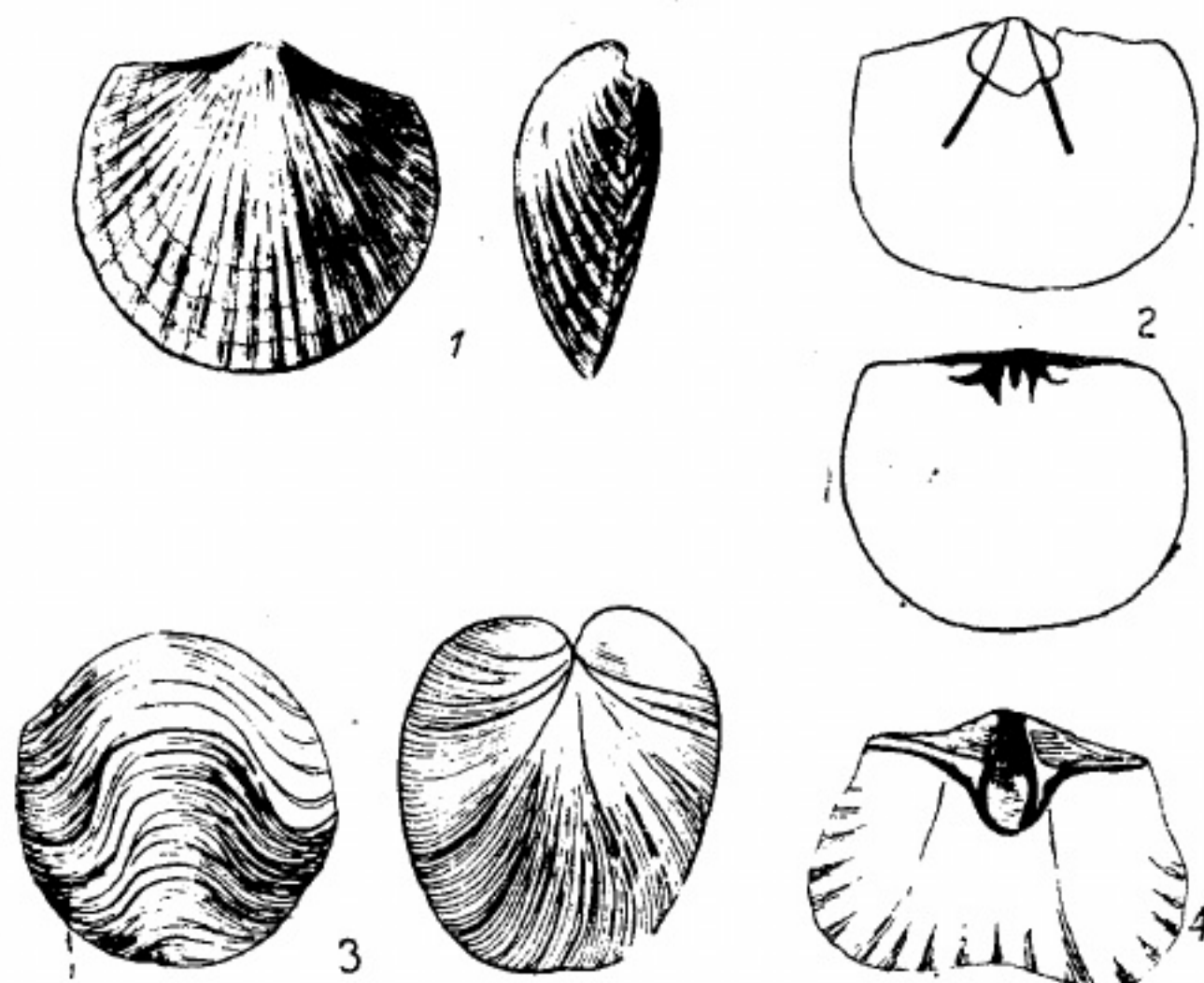
Hình 7-2. Một số bộ ba thùy ở Ordovic.

1. *Niobe insignis* (Linnarsson); 2^a. *Iliaenus esmarkii* (Schlotheim); 2^b. dạng cuộn tròn để tự vệ của loài trên; 3. *Asaphus expansus* (Wahlenberg); 4. *Megalaspis acuticauda* (Angelin); 5. *Trinucleus forosi* (Stormer); 6. *Isotelus gigas* (Dekay); 7. *Dalmanitina socialis* (Barrande); 8. *Paraharpes hornesi* (Reed); 9. *Colpocryphe aragpi* (Rouault).

trội, lẫn át hẳn lớp không khớp. Nếu như bút đá đồng vai trò chủ đạo trong hóa thạch của tầng nước sâu thì các đại biểu lớp có khớp của tay cuộn cùng với bộ ba thùy cũng đóng vai trò lớn như thế trong động vật ở đáy vùng thềm lục địa ở Ordovic.

Hình 7-3. Một số hóa thạch tay cuộn của Ordovic.

1. *Orthis caligrama* (Dalmann); 2. *Dalmanella chrustenicensis* (Havlicek); 3. *Porambonites aequistrois*; 4. *Platystrophia ponderosa* (Forste).



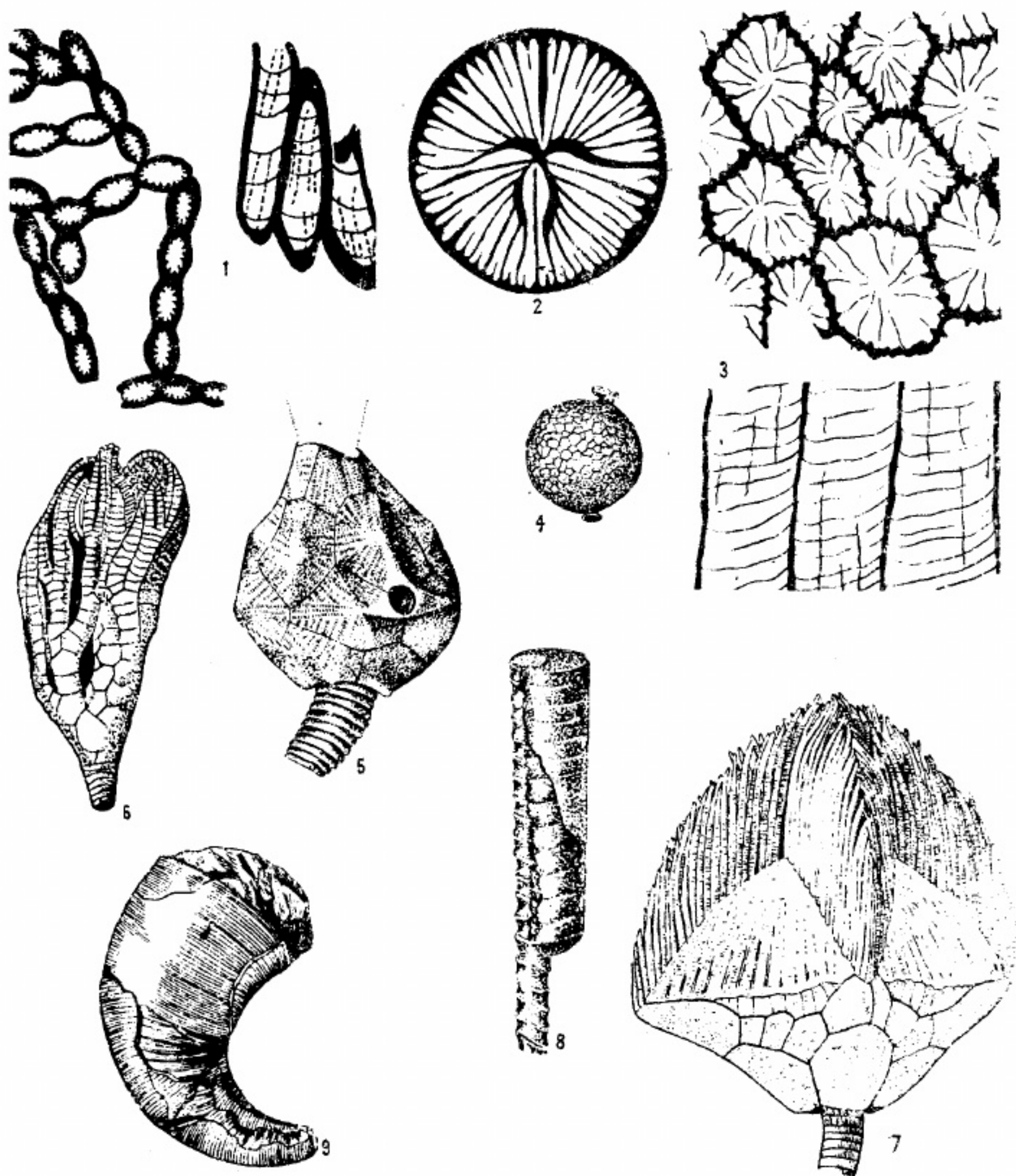
Trong kỷ này đại biểu của các bộ Orthida chiếm vị trí quan trọng nhất.

Các giống điển hình của Ordovic ta có thể kể đến *Orthis*, *Dalmanella*, *Porambonites*, *Rafinesquina*, *Platystrophia*, *Clitambonites*.

Da gai (h. 7-4). Trong kỷ Ordovic các đại biểu của ngành da gai có vai trò lớn là lớp cuống biển (Cystoidea) và nụ biển (Blastoidea), ngoài ra cũng có mặt lớp huệ biển (Crinioidea) và cầu gai. Các giống khá đặc trưng là: *Echinosphaerites*, *Preurocystites*, *Protaxocrinus*, *Blastocrinus* v. v...

Các đại biểu của ngành Thân mềm với thượng bộ Nautiloidea cũng có vai trò lớn trong địa tầng. Nếu như ở Cambri với giống *Volborthella* có vỏ thẳng thì sang Ordovic nhóm này cũng đã bắt đầu có loại vỏ cong như *Tarphyceras*, *Lituites*. Giống điển hình của nhóm này trong Ordovic là *Endoceras*. Ngoài ra các đại biểu của lớp chân riu và chân bụng cũng có mặt nhưng ý nghĩa địa tầng chưa đáng kể.

Ruột khoang (h. 7-4). Vào đầu kỷ vai trò của ruột khoang chưa đáng kể, nhưng đến giữa và cuối kỷ vai trò của chúng tăng lên nhanh chóng. Ruột khoang lỗ tầng (Stromatoporoidea) chỉ mới bắt đầu phát triển. San hô vách đáy mãi cuối kỷ mới có vai trò và phần lớn thuộc nhóm không lỗ thông như *Plasmoporella*, *Catenipora*, *Tetradium*. San hô bốn tia thuộc loại nguyên thủy, một đôi, như giống *Favistella*, *Lambeophyllum*. Trong số ruột khoang còn có nhóm *Conulariida*, cũng có ý nghĩa đối với địa tầng Ordovic.



Hình 7-4. Hóa thạch của một số nhóm trong Ođovic.

Ruột khoang (1-3) : 1. *Catenipora tapaensis* (Sokolov) ; 2. *Lambeophyllum profundum* (Conrad) ; 3. *Favistella alveolata* (Goldfuss).

Đo gai (4-7) : 4. *Echinosphaerites aurantium* (Gyllenbahl) ; 5. *Echinoencrinites senckenbergii* (Meyer) ; 6. *Protaxocrinus elegans* (Billings) ; 7. *Blastoidocrinus carchariedens* (Billings).

Thân mềm (8-9) : 8. *Endoceras* sp. ; 9. *Cyrtendoceras* sp.

Ngoài những nhóm sinh vật có tầm quan trọng lớn trong địa tầng đã nêu trên trong kỷ Ođovic cũng còn có mặt những đại biểu của các nhóm sinh vật khác. *Rêu động vật* (Bryozoa), *Chân cánh* (Pteropoda) với các đại biểu của nhóm *Tentaculites* cũng bắt đầu xuất hiện, cá tiếp tục phát triển từ Cambri, trong Ođovic cũng chưa có những biến đổi gì lớn. Một nhóm hóa thạch có vị trí phân loại không rõ ràng, nhiều nhà cổ sinh coi là nhóm Problematica, nhưng chúng cũng có ý nghĩa khá lớn đối với địa tầng, đó là nhóm *Conodonta*. Trong kỷ Ođovic các dạng đặc trưng của *Conodonta* thuộc *Neurodontiforma*.

Thực vật trong kỷ Ođovic chưa có gì biến đổi lớn, chúng vẫn là những thực vật cấp thấp sống ở môi trường nước. Một số dẫn liệu ít ỏi đã nêu lên sự có mặt đầu tiên những dạng nguyên thủy của thực vật trên cạn.

Nhìn chung thế giới sinh vật mà trước hết là động vật, ta thấy rõ trong kỷ Ođovic so với kỷ Cambri đã có một sự đổi mới rõ rệt. Hàng loạt những dạng mới đã xuất hiện và phát triển phong phú như tay cuộn có khớp, bút đá, các lớp cuống biển (Cystoidea) và nụ biển (Blastoidea) của ngành đa gai v.v... Ngay cả những nhóm mang tính chất kế thừa của Cambri, như bộ ba thùy, thì ở Ođovic cũng đổi mới hoàn toàn về mặt hình thái cũng như về thành phần giống loài. Ngành dạng chén cổ rất đặc trưng ở Cambri, sang kỷ Ođovic hầu như đã bị tiêu diệt. Trong kỷ Ođovic ta không thấy có sự phân biệt rõ rệt về các khu hệ địa lý động vật.

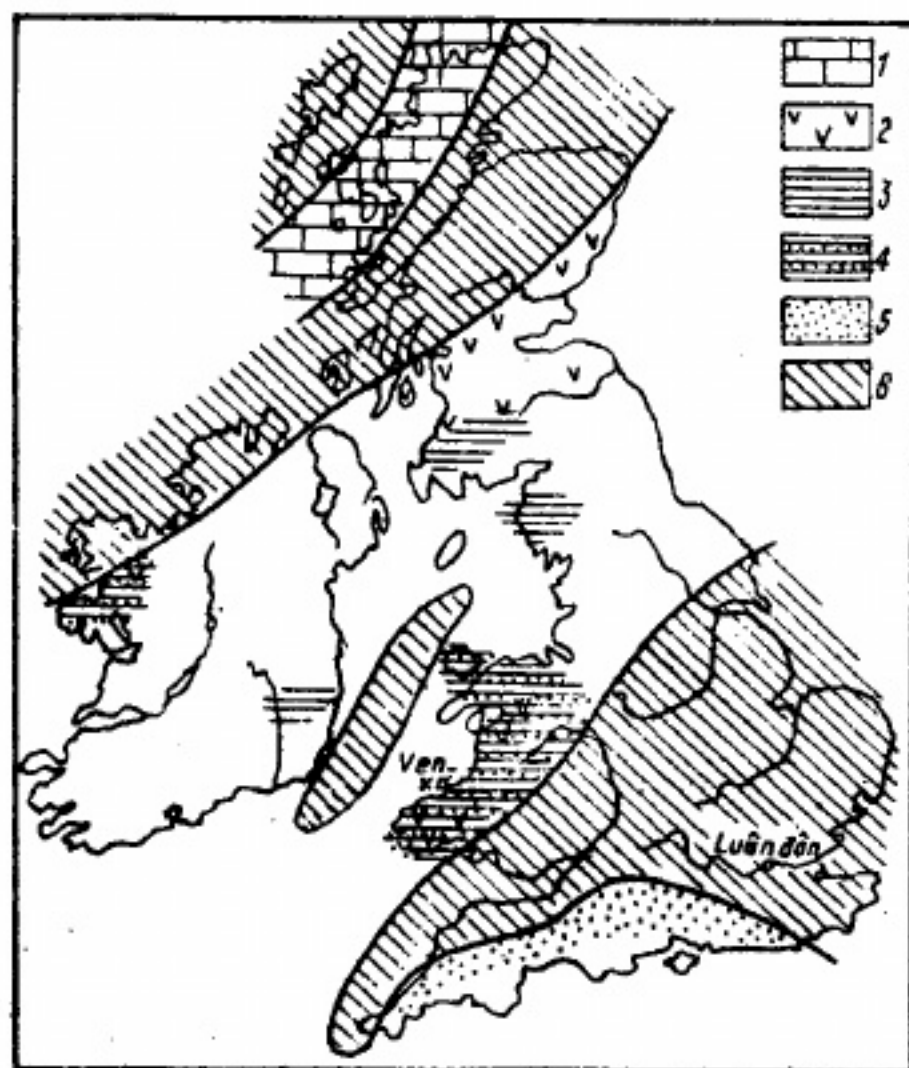
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

Ođovic là một kỷ mà hoạt động của các địa máng thuộc chu kỳ caledoni hoạt động rất mạnh mẽ. Nhiều địa máng đã diễn ra hoạt động sụp võng với biên độ lớn, hoạt động phun trào tích cực. Những hoạt động uốn nếp tạo núi đã diễn ra ở cuối kỷ, thể hiện rõ nhất là ở hệ địa máng Grampian và Trung Á.

ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐẠI TÂY DƯƠNG

Hệ địa máng Grampian. So với Cambri thì trầm tích Ođovic ở địa máng Grampian phát triển rộng rãi hơn. Xứ Uenxơ vẫn là nơi có mặt cắt Ođovic điển hình và được nghiên cứu trước nhất. Chế độ địa máng thực thụ thể hiện rõ nét trong bề dày của mặt cắt, trong đó thành phần phun trào và tụt của chúng chiếm một tỷ lệ rất lớn. Tổng bề dày trầm tích Ođovic ở đây đạt tới 5km. Trầm tích của bậc Tremadoc là phần trầm tích đá phiến sét liên tục từ Cambri thượng chuyển sang không qua gián đoạn. Gián đoạn trầm tích đầu tiên trong kỷ Ođovic lại thể hiện ở ranh giới giữa bậc Tremadoc và bậc Arenic. Ở trung tâm xứ Uenxơ trầm tích Ođovic bao gồm chủ yếu là đá phiến sét tương biến sâu, chứa hóa thạch bút đá; phía nam và bắc của vùng ngoài đá phiến sét ra còn có cát kết và đá vôi.

Xen kẽ với đá phiến sét là các sản phẩm của hoạt động phun trào bazơ như spilit, andezit thể hiện dưới dạng gối đệm dung nham và tup của chúng, hình thành trong điều kiện phun trào ngầm. Phun trào axit gồm riolit, icnimbrit, đaxit, cùng với tup của chúng được thành tạo trong điều kiện nửa cạn. Sự phân bố đá phun trào theo quy luật : phun trào bazơ gặp cùng với trầm tích cổ hơn còn phun trào axit — trong địa tầng trẻ hơn. Ở những mặt cắt khác như ở nam Scotlen (Ecốt) hoặc vùng trung nước Anh, tuy tiến trình hoạt động có thể sớm muộn khác nhau nhưng tính chất của mặt cắt về cơ bản gần gũi với xứ Uenxơ. Trong mặt cắt của những vùng này cũng rất phổ biến đá phun trào.



Hình 7-5. Sơ đồ cổ địa lý của nước Anh trong Ođovic sớm (theo Levixki).

1. biển thềm lục địa ở bắc Scotlen ; 2. vùng hoạt động núi lửa ngầm ; 3. vùng biển sâu, trầm tích sét mịn ; 4. vùng biển nông, trầm tích cát sét ; 5. vùng biển cạn ven bờ trầm tích cát ; 6. lục địa.

xứ Uenxơ. Thời gian biển lấn mạnh nhất là từ kỳ Arenic. Sự sụp võng sâu dẫn đến hiện tượng phun trào mạnh mẽ ở tất cả các miền của hệ địa mảng, thành phần trầm tích lục nguyên cũng nhiều, bề dày lớn. Đặc biệt phổ biến là dạng trầm tích sét nước sâu, chứa nhiều hóa thạch bút đá. Cuối Ođovic ở một vài nơi đã có thể hiện hoạt động nâng cao bộ phận (pha nghịch đảo kiến tạo tectonic) thành tạo những miền địa võng lớn trong nội bộ hệ địa mảng, nhưng chế độ địa mảng vẫn còn tiếp diễn ở kỷ Silua.

Phía đông bắc của hệ địa mảng thành phần mặt cắt cũng có những nét gần gũi với vùng nam nước Anh. Trầm tích Ođovic trong phức nếp lồi Tronjem ở Na Uy là phức hệ đá trầm tích - phun trào, trong đó các đá xen kẽ nhau gồm spilit, điaaba và quacxit, đá phiến silit, tup và cuội kết. Trong đá phun trào có chứa những thân quặng manhetit và canxedoan. Thành phần đá phun trào còn tiếp tục trong trầm tích Silua. Toàn bộ bề dày trầm tích Paleozoi hạ (gồm Cambri, Ođovic và Silua) ở đây khoảng 5000m trong đó phần phun trào Ođovic và Silua đạt tới hơn 2000m.

Qua mặt cắt địa chất điển hình của xứ Uenxơ và Tronjem, chúng ta có thể thấy rõ trong kỷ Ođovic địa mảng Grampian đã có chế độ hoạt động sụp võng mạnh mẽ. Ở phía đông bắc hoạt động của địa mảng diễn ra sớm hơn

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây Địa Trung Hải

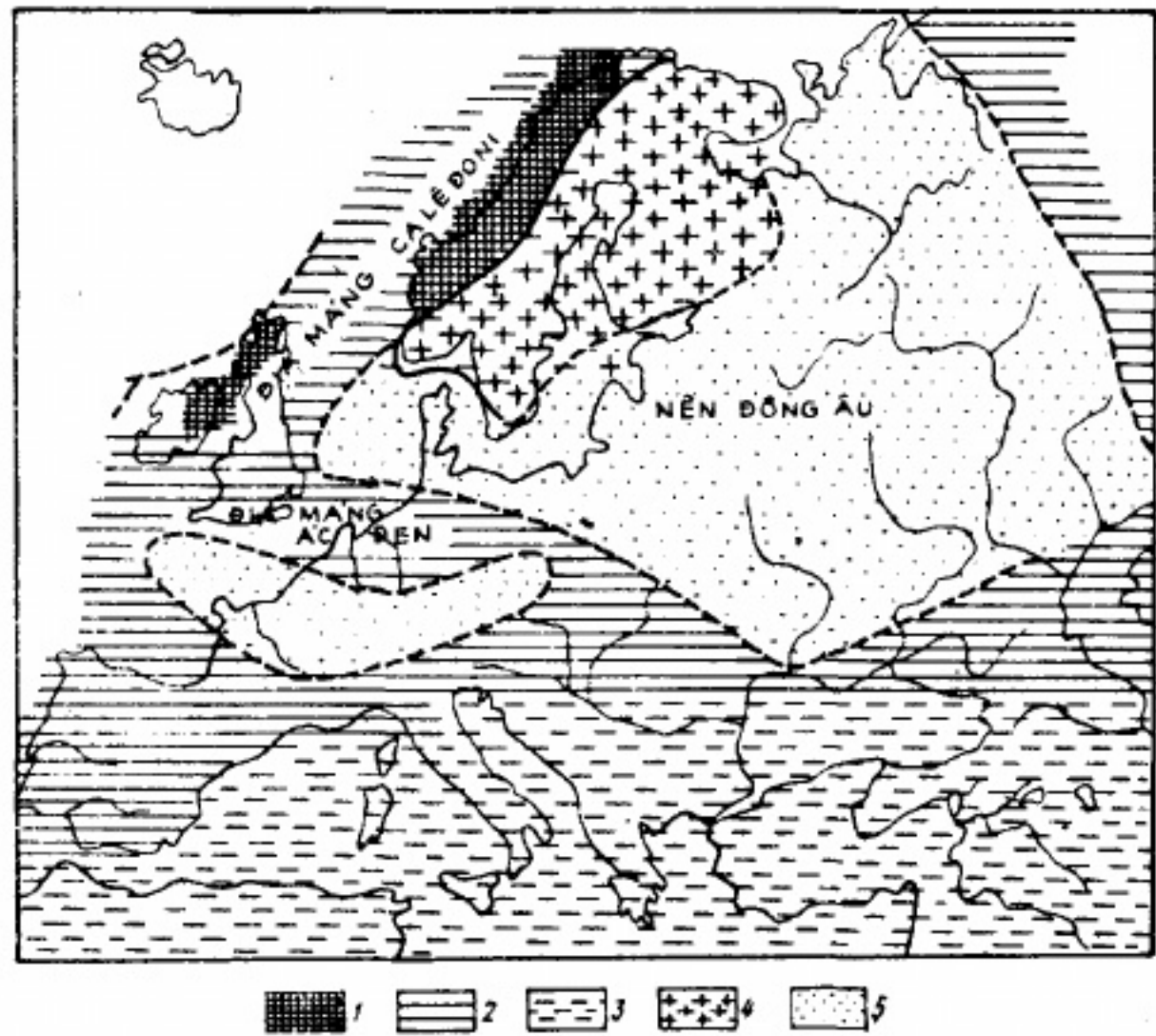
Khu vực địa mảng Tây Âu. Trầm tích Ođovic ở các khu vực địa mảng Tây Âu phân bố rộng rãi hơn so với trầm tích Cambri.

Ở phía bắc (hệ địa mảng Trung Âu) trầm tích Ođovic thường nằm không chỉnh hợp trên trầm tích Cambri hoặc Tiền Cambri. Thông thường mặt cắt bắt đầu bằng cát kết hoặc quac-zit, sau đó là đá phiến sét mịn chứa hóa thạch hút đá. Đôi nơi trong mặt cắt có đá vôi hoặc quặng sắt trứng cá. Cũng có nơi trong trầm tích Ođovic còn có thành phần phun trào diaba và keratofia như ở rìa đới nổi cao Pháp — Tiệp. Trầm tích Ođovic thượng hầu như vắng mặt trong hệ địa mảng này. Điều này chứng tỏ tác động của pha tacon ở đây có lẽ sớm hơn Uenxơ đôi chút.

Địa khối giữa Pháp — Tiệp chỉ có trầm tích Ođovic ở Tiệp Khắc, gồm cuối kết tuổi Tremadoc và đá phiến sét có chứa phun trào diaba và cát kết, đá phiến silit.

Khác với hai nơi trên, ở phía nam — trong hệ địa mảng Nam Âu — trầm tích Ođovic nằm chỉnh hợp trên đá Cambri và chủ yếu là thành hệ cát kết - đá phiến sét. Xa hơn về phía đông của hệ địa mảng phía nam này trầm tích Ođovic chỉ gồm sét tương biển sâu (vùng đảo Sardenia, Anpơ cacnic v.v...).

Vậy là ở khu vực địa mảng Tây Địa Trung Hải, đầu kỷ Ođovic bắt đầu thời kỳ biển tiến thành tạo đá trầm tích lục nguyên thô. Chế độ hoạt động ở ba đới của khu vực có tính chất khác nhau. Ở phía bắc sự sụp võng khá sâu tạo điều kiện thành tạo thành hệ phun trào. Đến cuối Ođovic đã có hoạt động nghịch



Hình 7-6. Sơ đồ cổ địa lý châu Âu vào Paleozoi (theo Aubouin).

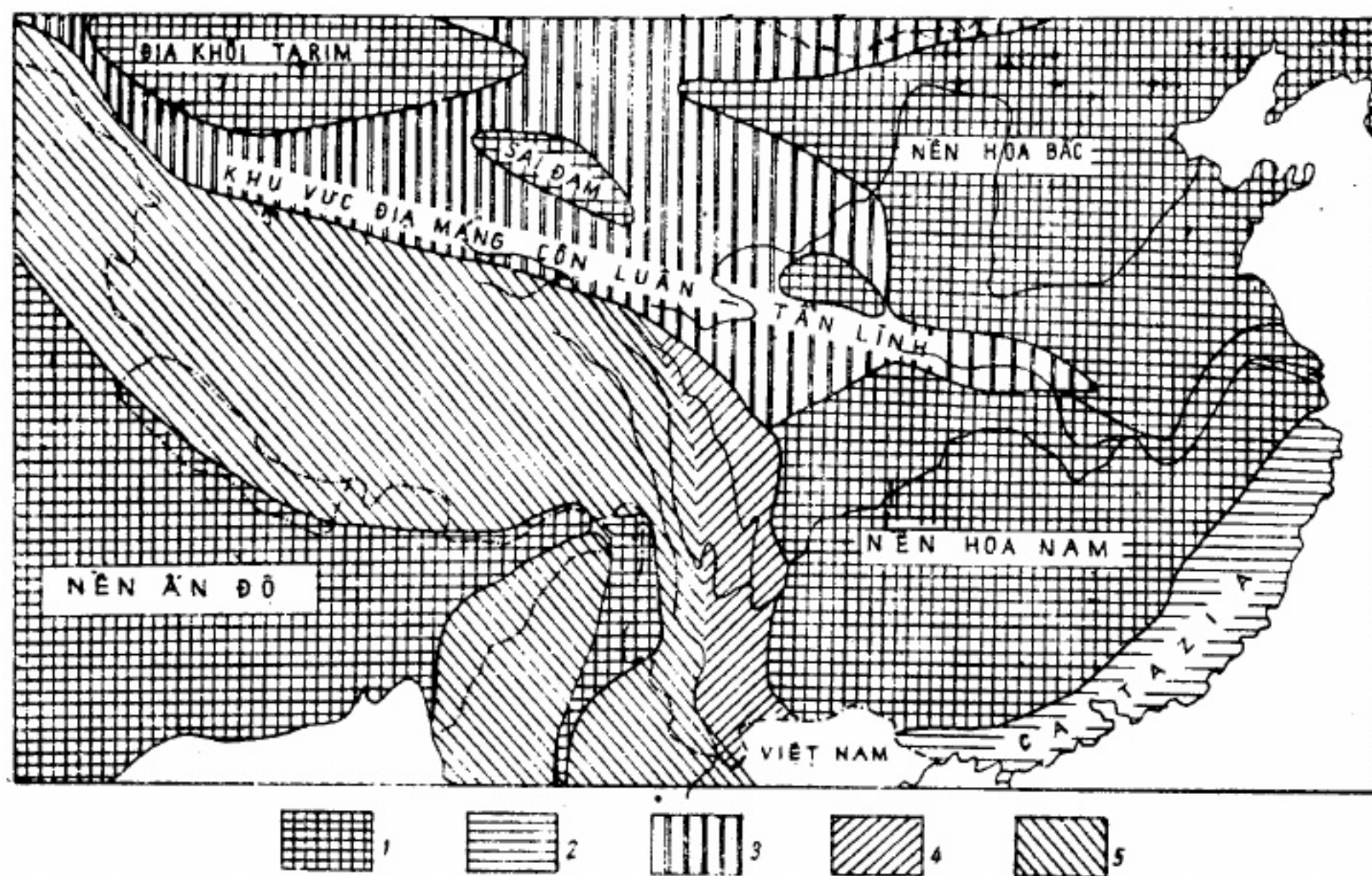
1. vùng biển chất caledonit ; 2. vùng biển khá sâu ; 3. vùng biển nông ; 4. khiên Bantic ; 5. nền Đông Âu và địa khối giữa Pháp — Tiệp trong kỷ Ođovic.

đảo bộ phận thể hiện ở nhiều vùng khác nhau. Trong suốt kỷ, địa khối giữa Pháp — Tiệp thể hiện rõ tính chất của một địa khối giữa có tham gia vào quá trình sụp lún địa mảng. Ở phần phía đông của địa khối giữa này đã hình thành trầm tích lục nguyên và phun trào.

Ở phía nam, là hệ địa mảng Nam Âu rộng lớn nằm giữa địa khối giữa Pháp — Tiệp và nền Phi. Trong Odovic hệ địa mảng này có tính chất như là một địa mảng thuần, không có hoạt động của núi lửa. Trong quá trình phát triển ở kỷ Odovic, ở đây cũng đã hình thành những vồng địa mảng sâu xen với những địa vồng.

Phần Đông Địa Trúng Hải

Khu vực địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh (h. 7-7). Khu vực Tần Lĩnh và Côn Luân là một khu vực địa mảng chạy từ phía tây Trung Quốc, gồm dải núi Côn Luân ở phía tây giáp với vùng Trung Á của Liên Xô qua dải Tần Lĩnh ở giữa Trung Quốc cho đến phía tây nam Tây Âu. Khu vực này chủ yếu thuộc cấu



Hình 7-7. Khu vực địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh trong cấu trúc địa chất Trung Quốc (theo Huang T.K. và các tác giả khác)

1. nền và địa khối cổ; 2. khu vực caledonit; 3. khu vực địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh, kết thúc chế độ địa mảng vào chu kỳ hecxin; 4. khu vực chịu tác động mạnh của hoạt động tạo núi nền, chủ yếu là pha yanshan (bao gồm nền Hoa Nam, caledonit Catazia, một phần hecxinit Tần Lĩnh, phía đông và đông bắc nền Hoa Bắc); 5. khu vực uốn nếp anpít là chủ yếu.

trúc hecxit, chế độ địa máng kết thúc vào Paleozoi muộn. Tuy nhiên trong Paleozoi sớm một số vùng của khu vực địa máng cũng đã bị cuốn vào hoạt động nghịch đảo kiến tạo caledoni (bắc Côn Luân và nam, bắc Tần Lĩnh).

Các nhà địa chất Trung Quốc coi đây là một khu vực địa máng thực thụ. Trầm tích Ođovic ở bắc Côn Luân nằm trong loạt đá Paleozoi hạ, trong đó phần dưới (có lẽ ứng với Cambri) gồm chủ yếu là cuội kết. Phần giữa của mặt cắt chủ yếu là loại cát kết, quaczit, filit, nhiều khi có dạng flit, và đá phun trào axit, bazơ, trong đó loại phun trào axit ưu thế ở nhiều nơi. Bề dày trầm tích Paleozoi hạ ở những nơi này đạt tới trên 8000m — 9000m.

Hệ địa máng Tần Lĩnh (h. 8-5) cũng có hai đới phía bắc và phía nam tham gia vào hoạt động nghịch đảo kiến tạo caledoni.

Trong đới phía bắc Tần Lĩnh trầm tích Paleozoi hạ bị biến chất mạnh, trong đó phần giữa của mặt cắt chứa nhiều thành phần phun trào diabaz, spilite, keratofia, pofoia và tuf. Bề dày toàn bộ của trầm tích Paleozoi hạ đạt tới 10km, trong đó phần chủ yếu có lẽ thuộc về tuổi Ođovic và Silur.

Ở đới phía nam của Tần Lĩnh, chủ yếu ở phía nam tỉnh Sơn Tây, trầm tích Paleozoi hạ cũng bị biến chất cao, chủ yếu gồm đá phiến mica, quaczit và đá phun trào bazơ. Bề dày trầm tích Paleozoi hạ có nơi đạt tới 7000m.

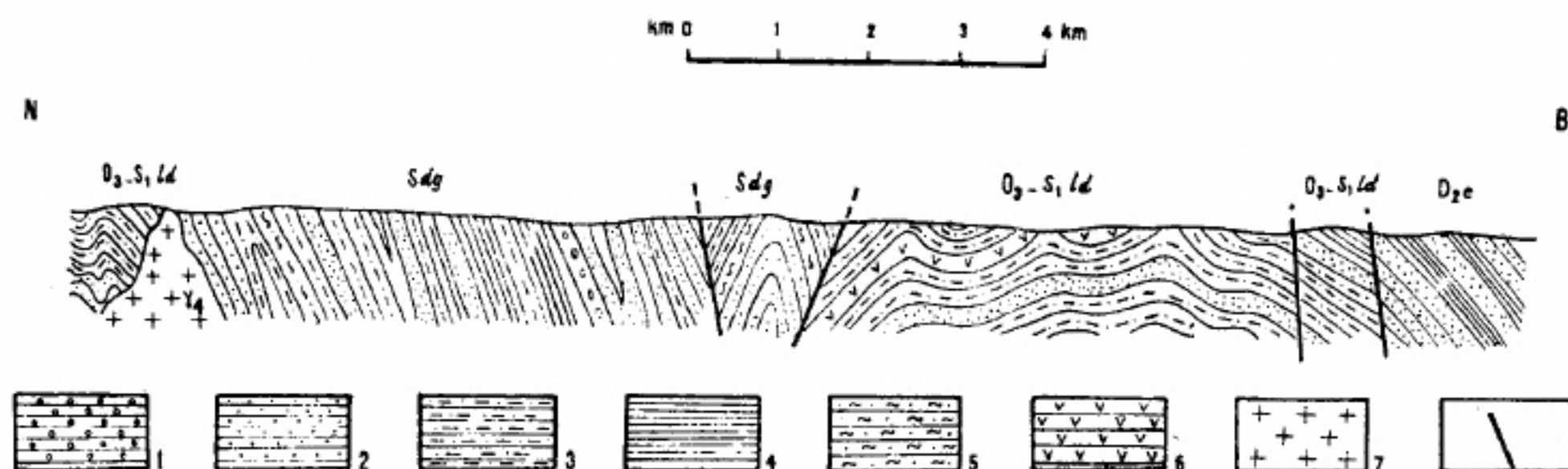
Các vùng khác của khu vực địa máng Côn Luân — Tần Lĩnh thuộc cấu trúc hecxit, lịch sử phát triển trong Paleozoi sớm nói chung và Ođovic nói riêng, có những nét khác biệt với những vùng vừa nói trên. Lịch sử phát triển địa chất trong Paleozoi sớm ở đây theo chế độ của địa máng thuần. Bề dày trầm tích tuy có nơi cũng khá lớn, nhưng chỉ đạt tới vài nghìn mét, trong đó thành phần chủ yếu là cát kết, đá phiến, filit, vôi, sét vôi; trong mặt cắt Paleozoi hạ và Ođovic nói riêng ở đây vắng mặt đá phun trào.

Qua những điều vừa nói trên đây chúng ta có thể thấy rõ trong Ođovic khu vực địa máng Côn Luân — Tần Lĩnh là khu vực hoạt động tích cực. Các đới phía bắc của cả hai hệ địa máng, đới phía nam của Tần Lĩnh và một phần đới phía nam của Côn Luân trong Ođovic hoạt động theo chế độ địa máng thực thụ, sụp võng sâu, hoạt động phun trào mạnh mẽ để chuẩn bị cho hiện tượng nghịch đảo kiến tạo diễn ra ở kỷ Silur. Miền trung của cả hai địa máng, trừ một vài nơi đã hình thành vùng nâng cao như là địa khối giữa từ trước Cambri, chế độ địa chất trong Paleozoi sớm là kiểu địa máng thuần.

Khu vực địa máng Đông Dương. Trầm tích Ođovic ở những nơi như Miền Điện — Thái Lan ít lộ hoặc chưa được phát hiện nhiều. Ở Miền Điện trầm tích Ođovic lộ ở cao nguyên San. Trong thành phần trầm tích Ođovic ở đây đá cacbonat chiếm vai trò chủ yếu, ngoài ra còn có cát kết và đá phiến, bề dày trầm tích không lớn. Trong đá chứa các hóa thạch san hô, tay cuộn và một số ít các dạng chân đầu.

Trong lãnh địa của địa khối Indoxinia, đá tuổi Ođovic nằm trong loạt trầm tích lục nguyên Đà Lạt (Cambri — Silua) chúng ta đã nói đến trong chương trước.

Ở địa mảng Việt Lào trầm tích Ođovic gồm hai tầng đá khác nhau. Ở phần gần rìa đông bắc của địa khối Indoxinia (tây bắc Thừa Thiên, Quảng Trị) hệ tầng Long Đại tuổi Ođovic gồm cát kết, bột kết, acgilit, đá phiến silit và đá phiến sét, trong đó có nhiều thấu kính và vỉa dày đá phun trào pofirit, andezit và tuf (h. 7-8). Bề dày của hệ tầng Long Đại đạt tới 4000m. Ở phía bắc, như trong chương 6 chúng ta đã nói đến, trầm tích Ođovic gắn liền với trầm tích Cambri thượng và thành phần chủ yếu là lục nguyên, còn ở phần mặt cắt thuộc Ođovic xuất hiện nhiều thành phần cacbonat.



Hình 7-8. Mặt cắt địa chất qua vùng trầm tích Ođovic và Silua dọc sông Đại Giang ở Vĩnh Linh (theo Mareisep và Trần Đức Lương).

1. cuội kết; 2. cát kết, quaczit; 3. bột kết; 4. đá phiến sét; 5. đá phiến silit; 6. đá phun trào; 7. granit; 8. đứt gãy.

$O_3 - S_1 ld$: Hệ tầng Long Đại tuổi Ođovic và Silua sớm (chủ yếu là Ođovic).

$S dg$: hệ tầng Đại Giang tuổi Silua.

D_2^c : trầm tích Devon trung.

Có thể có một gián đoạn nhỏ ở phần giữa của Ođovic. Trầm tích Ođovic thượng ở nhiều nơi, như hạ lưu và thượng lưu sông Đà gắn liền với trầm tích Silua và gồm chủ yếu là đá vôi phân lớp chứa hóa thạch san hô trong điệp Sinh Vinh. Như vậy là trong khu vực địa mảng Đông Dương ở kỷ Ođovic phần lớn hoạt động địa chất không mạnh mẽ. Trừ miền rìa phía đông bắc của địa khối Indoxinia có sự sụp võng sâu, tạo trầm tích dày và có hoạt động phun trào, đại bộ phận lãnh thổ của khu vực địa mảng trong kỷ Ođovic hoạt động như là một địa mảng thuần.

ĐẠI ĐỊA MẢNG URAN — MÔNG CỒ

Khu vực Uran — Thiên Sơn. Ở hệ địa mảng Uran, trong kỷ Ođovic đới phía đông và phía tây có lịch sử phát triển khác nhau. Ở phía tây hoạt động theo kiểu

Địa mảng thuận, thành phần trầm tích gồm lục nguyên ở phần dưới, cacbonat ở phần giữa và phần trên của mặt cắt. Phần phía đông Uran hoạt động như một địa mảng thực thụ, bề dày trầm tích lớn và đá phun trào phổ biến trong mặt cắt. Nói chung diện biển ngập trong Ođovic mở rộng hơn nhiều so với Cambri, lúc này phần lớn phức nếp vòng ở giữa cũng bị biển ngập và có dạng một dải đảo chạy theo phương kinh tuyến.

So với hệ địa mảng Uran thì lịch sử phát triển của hệ địa mảng Thiên Sơn trong kỷ Ođovic yếu hơn. Trầm tích Ođovic cũng khá dày, nhưng trong đó tỷ lệ đá phun trào so với Uran ít hơn nhiều.

Khu vực Cazactan — Mông Cổ. Khu vực địa mảng rộng lớn này trong Cambri hoạt động rất mạnh mẽ, bề dày trầm tích lục nguyên và phun trào có nơi đạt tới 10km. Chịu ảnh hưởng của pha uốn nếp salai, vào giữa và cuối Cambri ở đây đã có hiện tượng nâng cao bộ phận. Do đó diện trầm tích Ođovic thu hẹp hơn so với Cambri, hoạt động phun trào giảm đi so với Cambri, trong thành phần trầm tích Ođovic vai trò của lục nguyên và cacbonat tăng lên. Thành phần của mặt cắt thay đổi tùy theo tính chất của địa phương. Ở những nơi tiếp cận với các đảo đã hình thành do ảnh hưởng pha kiến tạo salai thì trong mặt cắt giàu đá vụn thô. Trong khi đó, ở phía bắc khu vực hoạt động phun trào ngầm vẫn tiếp diễn, tạo các lớp phủ spilite và các sản phẩm khác của phun trào.

Khu vực Antai — Saian. Ta đã biết khu vực này chịu hoạt động nghịch đảo kiến tạo salai ở kỷ Cambri, thể hiện rõ nét nhất ở phần phía đông bắc của khu vực, trong hệ địa mảng Cuznet — Saian. Trong kỷ Ođovic hoạt động sụp võng địa mảng còn tiếp tục diễn ra ở phần phía tây nam của khu vực, trong hệ địa mảng Antai — Tuva. Tuy bề dày trầm tích lớn (tới 8km) nhưng diện trầm tích đã bị thu hẹp nhiều so với Cambri. Đôi nơi có kiểu biển kín, bị cấu tạo nổi cao do pha salai bao quanh, ở những nơi này đã thành tạo các trầm tích vụn thô màu sắc sẫm.

ĐẠI ĐỊA MẢNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Khu vực Catazia. Trầm tích Ođovic trong những cấu trúc địa võng bị sụp võng thể hiện rõ ở phía tây Quảng Đông, thành phần trầm tích gồm đá vôi ở phía dưới (dày 270m), quaczit và đá phiến sét ở phía trên (dày khoảng 200m).

Theo Hoàng Cáp-thanh và Yanshin ..., vùng Giang Tây — Quảng Tây cũng thuộc vào cấu trúc caledonit Catazia. Trầm tích Paleozoi hạ thuộc chu kỳ caledoni, thành phần chủ yếu là các loại cát kết, grauvac, đá phiến sét bị biến chất cao. Theo Trương Văn-hựu (Cơ sở kiến tạo Trung Quốc), điệp Long Sơn gồm cát kết ở phần dưới và cát kết xen với sét phân lớp mỏng ở phần giữa, còn phần trên chủ yếu là đá phiến sét. Hóa thạch phát hiện ở phần giữa và phần trên của điệp cho tuổi Ođovic và Silur.

Ở Việt Bắc và Đông Bắc Việt Nam trầm tích Ođovic hạ gần liền với trầm tích Cambri thượng và đá cacbonat đóng vai trò lớn trong mặt cắt như ta đã có dịp xét đến ở chương 6. Ngoài ra, trầm tích Ođovic trung và thượng với bề dày vài nghìn mét đã phát hiện ở Bắc Thái, vùng Chợ Chu (điệp Phú Ngũ). Thành phần đá chủ yếu là cát kết và đá phiến sét có chứa phẩm vật phun trào bazơ ở phần dưới và đá phiến silit, sét vôi ở phần trên.

Tuy tài liệu nghiên cứu các vùng khác nhau trong khu vực địa mảng Catazia chưa nhiều, song trên cơ sở những điều đã trình bày trên đây có thể thấy rằng địa mảng Catazia trong Ođovic chịu tác động sụp võng khá mạnh, do đó một số nơi trong cấu tạo phức tạp vòng cũng bị ngập chìm. Biển Ođovic đã phủ một diện lớn của địa mảng (h. 7-9), trong đó ở những vùng sụp võng sâu, đã thành tạo các trầm tích lục nguyên dày (tới 3 — 5km). Trong khu vực biển có những vùng biển nông tích đọng trầm tích cacbonat mỏng, phong phú hóa thạch. Hoạt động phun trào diễn ra không mạnh mẽ nên tỷ lệ đá phun trào trong các mặt cắt không đáng kể.

Khu vực Đông Úc. Ngay đầu kỷ có lẽ đã xuất hiện hoạt động nghịch đảo kiến tạo của caledoni sớm, do đó trầm tích Ođovic bị thu hẹp so với Cambri. Ở một số vùng có phân bố trầm tích Cambri, nhưng trong mặt cắt vắng mặt hoàn toàn đá tuổi Ođovic. Chỉ có ở phía tây của địa mảng mặt cắt Ođovic đầy đủ và đạt bề dày từ vài kilomet đến 7km. Thành phần và tướng đá thay đổi tùy vùng, có nơi chủ yếu là đá phiến sét, nơi khác là cát kết và đá phun trào. Sự đa dạng của thành phần và tướng đá này chứng tỏ trong Ođovic đã có sự phân dị về điều kiện địa hình và đáy biển do tác động của hoạt động nghịch đảo bộ phận thuộc caledoni sớm (tương ứng với pha salai).

Các khu vực Tây châu Mỹ. Khu vực địa mảng Codie và Andet ở Tây châu Mỹ trong kỷ Ođovic tiếp tục lịch sử phát triển của Cambri. Địa mảng Codie là một địa mảng thực thụ, hệ tầng trầm tích Ođovic dày hàng nghìn mét, trong đó đá phun trào bazơ và axit chiếm một tỷ lệ lớn. Địa mảng Andet phát triển theo chế độ địa mảng thuần, trong thành phần mặt cắt vắng mặt đá phun trào. Điểm giống nhau ở hai khu vực địa mảng này là giữa Ođovic và Silua ở nhiều nơi quan sát rõ hiện tượng không chỉnh hợp. Hoạt động nghịch đảo đã xảy ra, nhưng chế độ địa mảng chưa kết thúc mà còn tiếp diễn trong các kỷ sau.

Khu vực Đông Bắc châu Á. Địa mảng bị biển ngập lớn hơn so với Cambri, cả một số vùng lục địa của Cambri cũng bị kéo chìm dưới mực nước biển (h. 7-9) hình thành một khu biển rộng có nhiều đảo. Trầm tích Ođovic dày đến 6km, trong đó phần chủ yếu là lục nguyên ở phần dưới và cacbonat ở phần trên của mặt cắt. Thành phần phun trào chỉ gặp ở một vài nơi nhưng số lượng không lớn. Trong Ođovic không thấy có biểu hiện của hoạt động uốn nếp, tuy vào cuối kỷ diện biển ngập có thu hẹp so với giữa kỷ là lúc biển tiến đạt mức độ cao nhất.

LỊCH-SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

Nền Đông Âu. Nền Đông Âu trong kỷ Ođovic bị biển ngập ở phần giữa từ tây nam qua rìa phía đông của nền (h. 7-6 và 7-9).

Ở miền rìa khiên Bantic, phía tây bắc của nền, trầm tích Ođovic phủ bất chỉnh hợp trên trầm tích Cambri. Thành phần đá gồm cát kết, đá phiến sét và đá vôi, trong đó đá vôi và sét vôi chiếm ưu thế. Ở Ođovic trung, đôi nơi đã hình thành đá phiến chứa dầu (cukeckxit). Bề dày của trầm tích Ođovic có nơi đạt tới 250m.

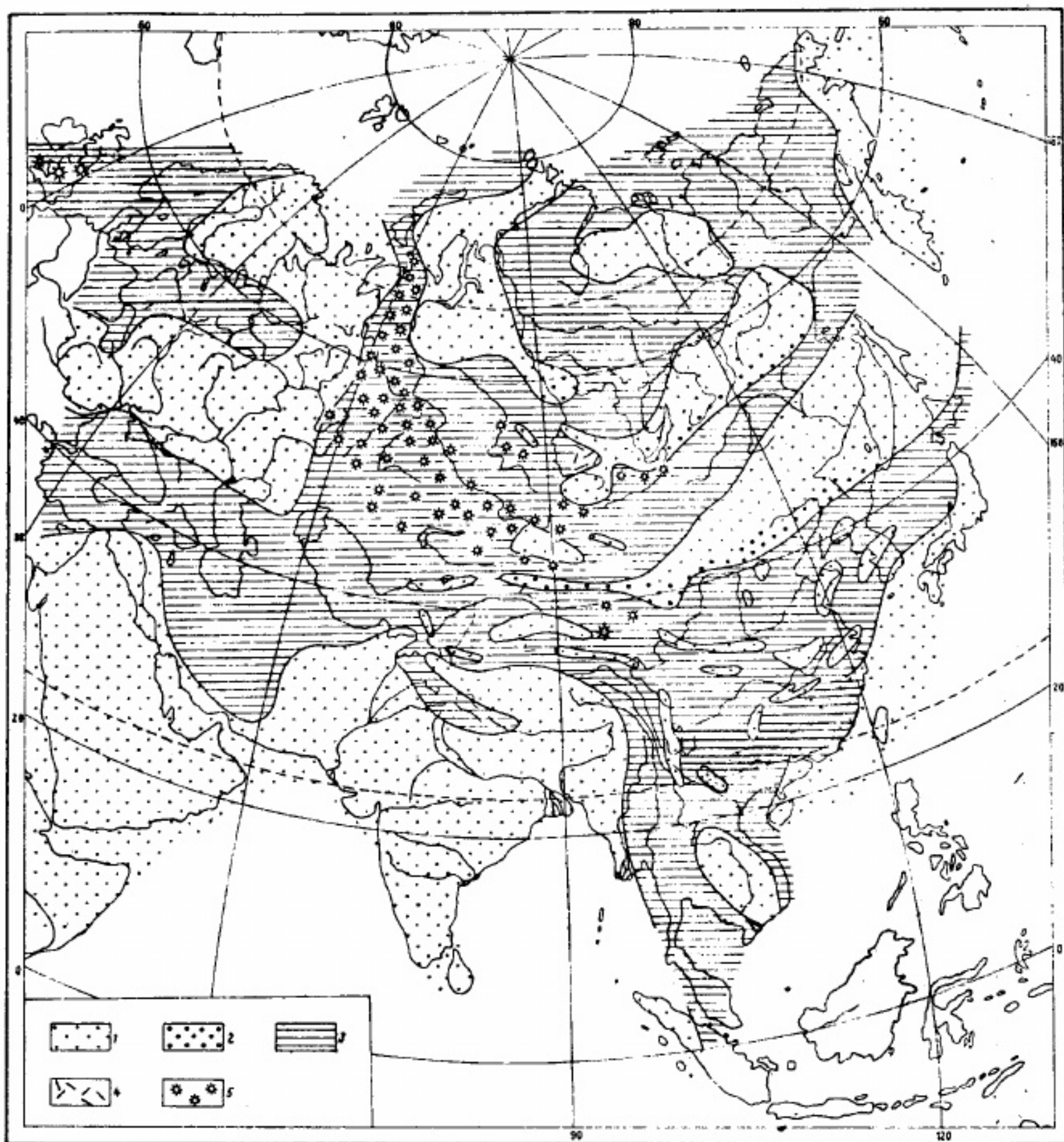
Đầu kỷ Ođovic biển tràn vào nền sau gián đoạn ở cuối Cambri, biển phủ diện tích khá lớn, suốt rìa phía tây kể từ phần nam khiên Bantic cho đến rìa tây nam của nền. Biển cũng tràn vào phần giữa nền kéo thành một vệt ở trung tâm nền, từ rìa phía tây đến giữa của phần phía đông nền (h. 7-9). Chỉ ở phần rìa lục địa thành tạo trầm tích cát sét, còn điểm đặc trưng cho nền là đá trầm tích cacbonat ứng với điều kiện biển nông.

Nền Sibêri. Trong kỷ Ođovic đại bộ phận nền Sibêri bị biển ngập, chỉ có rìa tây nam và phía đông nền là lục địa (h. 7-9). Tốc độ chìm của nền khá lớn, bề dày trầm tích có nơi đạt tới gần 2000m (vùng Angara). Thành phần trầm tích ở phía tây chủ yếu là lục nguyên, còn ở phía giữa và phía đông thì đá vôi, dolomit đóng vai trò chủ đạo.

Đầu kỷ Ođovic khu biển rộng ở nền Sibêri là biển bình thường. Đến giữa kỷ phía đông nền đã hình thành những vịnh kín, độ muối cao thành tạo trầm tích màu đỏ và thạch cao. Cuối Ođovic điều kiện biển kín được hình thành cả ở phía nam của nền.

Nền Trung Quốc. Cũng như ở Cambri, nền Trung Quốc trong kỷ Ođovic bị ngập cả nền phía bắc và phía nam. Khu biển bao gồm cả hai nền và hệ địa mảng Tần Lĩnh phân cách chúng (h. 7-9).

Biển phủ không những ở những vùng thấp mà cả nhiều vùng phức nếp vồng có cấu tạo móng Tiền Cambri. Khu biển cả ở nền Bắc và Nam Trung Quốc là biển bình thường, đôi nơi có những đảo lớn là những cấu tạo nổi cao của nền. Thành phần trầm tích chủ yếu là cacbonat chứa phong phú hóa thạch sinh vật đáy, chứng tỏ điều kiện biển nông của nền trong Ođovic. Trầm tích vụn thường gặp ở những vùng rìa các đới nổi cao (phức nếp vồng). Điều đáng chú ý là tốc độ sụp chìm của nhiều nơi trong nền Trung Quốc cũng như nền Sibêri trong Ođovic khá lớn, bề dày trầm tích có nơi đạt tới hàng nghìn mét, thí dụ như ở vùng bán đảo Liêu Đông thuộc nền Bắc Trung Quốc đá vôi và dolomit Cambri — Ođovic tới 1500m; nói chung bề dày 200 — 400m của trầm tích Ođovic là phổ biến. Ở nền Nam Trung Quốc thành phần trầm tích vụn ít hơn, đá vôi và dolomit là thành phần chủ đạo của trầm tích Ođovic ở đây.



Hình 7-9. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong Ođovic sớm (theo Xinhixun).

1-2. lục địa: đồng bằng (1) và vùng cao (2); 3. biển; 4. vùng trũng có trầm tích màu đỏ; 5. vùng hoạt động núi lửa.

Nền Bắc Mỹ. Dựa theo phân tích thạch học và tướng đá, bề dày và sự phân bố của đá ta có thể biết được nền Bắc Mỹ trong kỷ Ođovic có chế độ biển nông, lục địa kề cận biển có địa hình bằng phẳng và thấp. Do đó khi có chuyển động nâng hạ của nền dù biên độ chuyển động không lớn cũng gây nên quá trình biển tiến hoặc biển lùi trên một qui mô diện tích lớn. Đầu kỷ Ođovic tình huống của biển và lục địa của nền giống với cuối Cambri. Đến giữa kỷ Ođovic sau thời gian ngắn biển lùi thì biển lại ngập phía đông nam của nền cho đến vùng Hồ Lớn.

quá trình biến tiến này mở rộng hơn nhiều trong Ođovic muộn. Khi đó biển phủ một diện tích rộng lớn từ nam qua trung tâm và đến tận phía bắc của nền. Thành phần đá trầm tích Ođovic gồm các loại đá vôi và dolomit chứa phong phú hóa thạch, bề dày tới vài trăm mét.

Nền Gonvana. Trong kỷ Ođovic hình thái Gonvana về cơ bản vẫn giữ tính chất như ở Cambri. Phía tây của nền vẫn là miền lục địa, ở vùng Bắc Phi chịu ảnh hưởng hoạt động của địa mảng Địa Trung Hải nên biển lấn vào nền giống như ở Cambri. Ảnh hưởng của hoạt động địa mảng Địa Trung Hải cũng thấy ở phần rìa nền ở phía bắc Ấn Độ, biển lấn vào thành dạng một vịnh khá sâu trong nền (h. 7-9). Vịnh biển Spiti này đã hình thành từ Cambri, trầm tích Ođovic ở đây bề dày không lớn, gồm quaczit, đá phiến và phần trên là đá vôi-chứa phong phú hóa thạch. Điều đáng chú ý là trong tập đá vôi có xen thành phần dolomit và thạch cao là dẫn liệu cho chế độ biển cạn, độ bay hơi mạnh. Rìa phía đông của nền Gonvana giáp với địa mảng Đông Úc tiếp tục sụp chìm theo hoạt động của địa mảng. Thành phần đá trầm tích Ođovic gồm quaczit, cát kết, đá phiến sét, đá vôi, dày tới gần 2km. So với Cambri thì diện biển ngập trong Ođovic của rìa đông nền này rộng hơn, nhưng đến cuối kỷ thì biển lại rút để sang kỷ Silua thì rút hẳn khỏi rìa phía đông này của nền.

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ — NHỮNG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CHỦ YẾU

Ođovic là một kỷ có những hoạt động địa chất mạnh mẽ. Có lẽ những hoạt động mạnh mẽ này trước hết liên quan chặt chẽ với hoạt động sụp võng có biên độ lớn của những địa mảng. Hoạt động sụp võng mạnh mẽ dẫn đến hiện tượng biến tiến rộng rãi trên phạm vi hành tinh. Ngoài phạm vi những đai địa mảng, biển còn tràn ngập hầu hết các nền ở bán cầu bắc như nền Bắc Mỹ, tây bắc nền Đông Âu, nền Sibêri và Trung Quốc. Ở bán cầu nam, nền Gonvana cũng bị biển lấn ở một số vùng rìa địa mảng như Bắc Phi, Bắc Ấn và Đông Úc. Cùng với hiện tượng biến tiến rộng rãi, quá trình sụp võng cũng gây hoạt động núi lửa mạnh mẽ ở các địa mảng như ở Anh, Na Uy, Uran, Cazactan, Thiên Sơn, Côn Luân, Tần Lĩnh, Đông Úc v.v... (h. 7-9).

Cuối kỷ Ođovic, trong nhiều địa mảng, vào những thời điểm khác nhau đã diễn ra quá trình chuyển động nghịch đảo kiến tạo. Trên thế giới, nhất là ở châu Âu, pha nghịch đảo kiến tạo này thường được gọi là pha tacon. Các loạt trầm tích Ođovic và Silua ở nhiều nơi đều thể hiện tính chất gián đoạn, bất chỉnh hợp. Hoạt động nghịch đảo kiến tạo của pha tacon không đưa đến kết thúc chế độ địa mảng, do đó được coi là nghịch đảo bộ phận, thể hiện rõ nhất ở hệ địa mảng Apalat, Grampian, Tây Âu (núi Aclen, Ba Lan), ở Úc v.v... Nghịch đảo kiến tạo tacon đi cùng với hoạt động biển lùi trên phạm vi rộng lớn ở nhiều nơi vào cuối Ođovic như Bắc Mỹ, Tây Bắc Âu, Sibêri, Trung Quốc v.v...

Tính chất của trầm tích trong kỷ Ođovic thể hiện điều kiện khí hậu ẩm. Sự phong phú và phân bố rộng rãi của đá vôi Ođovic chứng minh cho điều vừa nói, vì chúng đều là loại đá vôi được thành tạo trong điều kiện biển ẩm, có nguồn gốc từ các sản phẩm của sinh giới là chủ yếu. Đá vôi hoặc hình thành những hệ thống liên tục toàn vẹn, chứa nhiều hóa thạch động vật như ở Bắc Mỹ, Sibêri, Trung Quốc, hoặc hình thành nhiều tập dày trong trầm tích Ođovic ở nhiều nơi trong điều kiện địa mảng như miền Tây Bắc và ở Quảng Trị của Việt Nam, Trung Á, địa mảng Cazactau — Mông Cổ v.v... Sự có mặt của nhiều đá vôi dolomit và nhiều nơi có cả trầm tích màu đỏ ở miền ven biển chứng tỏ khí hậu ở Ođovic không những ẩm áp mà ở một số nơi, trong từng thời kỳ còn có cả khí hậu khô nóng nữa. Những đá vừa nói đặc trưng cho vùng có khí hậu khô nóng, độ bốc hơi cao, phân bố ở nhiều nơi của châu Á — như ở Trung Quốc, Bắc Ấn Độ, Miến Điện v.v. ...

Nhìn chung trong kỷ Ođovic không có sự phân khu vực rõ rệt về các loại trầm tích đặc trưng cho chế độ khí hậu khác nhau, điều đó chứng tỏ ở thời gian này về cơ bản chế độ khí hậu trên hành tinh của chúng ta là thống nhất.

Tính chất của sinh giới cũng xác nhận kết luận này. Nói chung sinh giới Ođovic trên vỏ quả đất đều đặc trưng cho khí hậu biển ẩm, không có sự phân dị về địa lý động vật. Thành phần của phức hệ sinh vật một số vùng có những nét riêng biệt là do tính chất khu biệt của điều kiện địa lý tự nhiên địa phương. Nhưng hiện tượng này cũng bị xóa ngay khi có đợt biển tiến tạo điều kiện cho sự thông thương của địa phương với biển cả. Cuối kỷ Ođovic liên quan với hoạt động năng cao nên lục địa mở rộng, diện biển nông kiểu thêm lục địa tăng lên làm ít nhiều thay đổi chế độ khí hậu — các vùng khô ẩm nhiều hơn. Dẫn liệu về hiện tượng này là ở sự phát triển trong trầm tích Ođovic thượng thành phần trầm tích màu sắc sẫm kiểu lục địa và các loại đá vôi ám tiêu có nguồn gốc tảo và san hô.

Chương 8

KỶ SILUA

NHỮNG NÉT LỚN TRONG HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT PALEOZOI SỚM

KỶ SILUA

Kỷ Silua dài khoảng 30 triệu năm. Lần đầu tiên nhà địa chất Anh Murchison (Murchison) phân định hệ Silua vào năm 1835. Khi đó tên hệ Silua dùng để chỉ cả hệ tầng trầm tích dày ở vùng núi Uenxơ nằm trên đá cổ Tiền Cambri và dưới cát kết màu đỏ cổ. Tên gọi Silua là theo tên một bộ tộc cổ xưa sống ở vùng Uenxơ. Về sau phần dưới của hệ tầng này đã được phân định riêng thành hệ Cambri. Hội nghị địa chất quốc tế đã thông qua khối lượng của hệ Silua bao gồm các trầm tích giữa Cambri và Devon. Như chúng ta đã biết trong chương 7, hệ Silua ở đây ta hiểu là ứng với thống trên (Gotlan) của hệ Silua theo nghĩa rộng trước đây.

Thông thường người ta phân hệ Silua làm hai thống, trong đó, Silua hạ từ dưới lên trên gồm các bậc Landoverly (= Valentia) và Venloc, còn Silua thượng gồm bậc Lutlop hạ và Lutlop thượng.

Ranh giới dưới của hệ Silua được xác định khá rõ ràng, trong khi đó ranh giới giữa hai hệ Silua và Devon cho đến nay vẫn chưa được giải quyết một cách dứt khoát. Ở Anh giữa hai hệ Silua và Devon có mặt một hệ lớp chuyển tiếp gọi là Đaoton (Downton) trong đó có những lớp trầm tích chứa hóa thạch biển xen kẽ với những lớp chứa hóa thạch lục địa thuộc hệ tầng « cát kết đỏ cũ » (ở Anh hệ tầng « cát kết đỏ cũ » là đặc trưng của sau caledoni — từ Devon). Do sự có mặt của những lớp trầm tích biển mà người Anh xếp Đaoton thuộc Silua. Trong khi đó ở Tây Âu, nơi có những mặt cắt chuẩn để phân chia các bậc, thì giữa Silua và Devon phân biệt nhau rất rõ qua một bất chỉnh hợp lớn. Phía trên của bất chỉnh hợp này là cuội kết cơ sở rồi đến hệ lớp đá phiến Mondrepuis chứa hóa thạch biển bậc Gedin của Devon. Khi đối chiếu người ta thấy rõ ràng các yếu tố hóa thạch cho phép coi Đaoton là đồng thời với đá phiến Mondrepuis, chính vì thế các nhà địa chất Acden (Pháp — Bỉ — Đức) coi Đaoton thuộc Devon.

Hội nghị chuyên đề về ranh giới Silua — Devon lần thứ III (1968) thống nhất lấy tiêu chuẩn sinh địa tầng để phân định ranh giới của hai hệ. Theo đó hệ Devon được tính từ những lớp chứa *Monograptus uniformis* và những phức hệ hóa thạch cùng thời gian. Theo cách phân định ranh giới này thì chỉ phần trên của Đaoton ứng với đá phiến Mondrepuis và thuộc Devon.

THẾ GIỚI SINH VẬT

Thế giới sinh vật của kỷ Silua đã đạt tới mức độ phát triển phong phú, đa dạng và toàn diện. Sự phong phú và đa dạng của sinh vật trong kỷ Silua thể hiện

không những chỉ ở động vật ở biển mà còn cả ở thực vật và thực vật trên cạn. Nhìn chung sinh vật của Silua mang tính chất kế thừa rõ rệt của sinh vật Ođovic, nhiều nhóm cơ bản của Ođovic vẫn tiếp tục phát triển với sự đổi mới về thành phần giống loài như bút đá, họ ba thùy, tay cuộn có khớp v.v. ... Cũng trong bối cảnh này có những nhóm trong Ođovic chỉ mới bắt đầu phát triển thì sang Silua đạt tới sự phong phú như các đại biểu của ngành ruột khoang, của ngành chân khớp trên cạn v.v... Cuối Silua một số ít mất dần ý nghĩa hoặc bị tiêu diệt như họ ba thùy, bút đá.

Bút đá (h. 8-1)

Trong Silua bút đá vẫn tiếp tục phát triển và có vai trò lớn trong địa tầng. Cũng vẫn với tính chất tiến hóa nhanh, phân bố rộng mà bút đá đã được sử dụng có hiệu quả bậc nhất trong việc phân chia địa tầng Silua. Ở Anh người ta đã phân được đến khoảng 20 đới bút đá của Silua, ở Tiệp Khắc : 18 đới, trong đó có nhiều đới ở cả hai nơi xa nhau đó vẫn có những dạng chung. Nhiều đới còn gặp xa hơn nữa, ở Na Uy, ở Liên Xô, kể cả phía Sibêri v.v...

Phần lớn các bút đá của Silua có đặc trưng là các ổ nằm về cùng một phía của nhánh, điển hình là ở giống *Monograptus*. Các giống đặc trưng nhất của bút đá trong kỷ Silua ta có thể kể đến *Monograptus*, *Spirograptus*, *Rastrites*, *Cyrtograptus*, *Retiolites*, *Pristiograptus*, *Colonograptus*.

Tuy sang đến kỷ Devon người ta còn có thể gặp hóa thạch của bút đá, nhưng về cơ bản ta có thể coi bút đá bị tiêu diệt vào cuối Silua. Nguyên nhân của sự tiêu biến một cách đột ngột của những nhóm sinh vật cỏ như dạng chén cỏ vào cuối Cambri, cuống biển (*Cystoidea*) vào cuối Ođovic, bút đá vào cuối Silua, cúc đá (*Ammonoidea*) và bò sát khổng lồ vào cuối Krêta v.v... vẫn còn đang là một đề tài cho nhiều công trình của nhiều nhà cổ sinh vật học, sinh học.

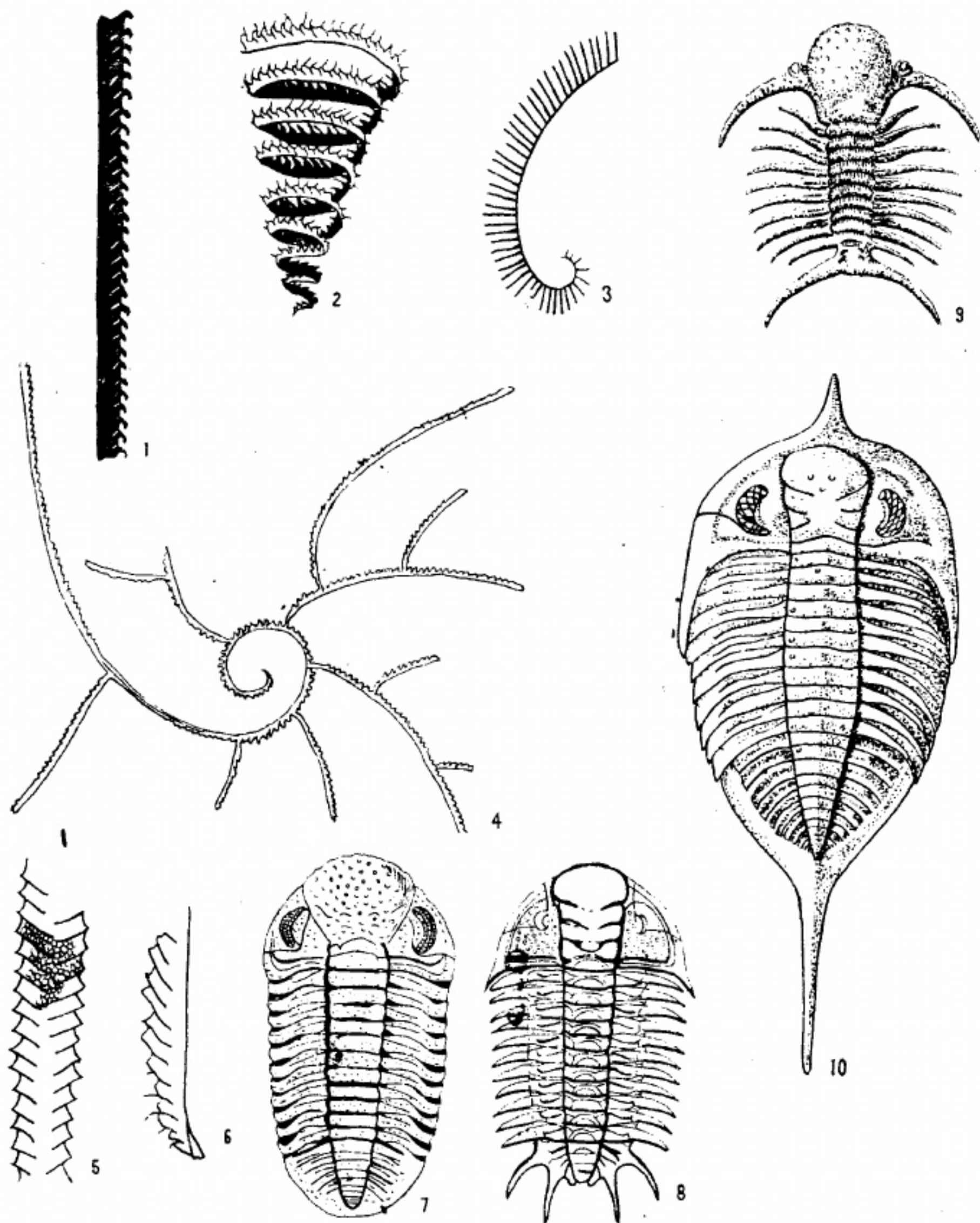
Bộ ba thùy (h. 8-1)

Như ta đã biết trong chương trước, từ kỷ Silua bắt đầu phát triển nhóm bộ ba thùy thứ ba, trong thành phần của nhóm này các đại biểu của loại Má trước với các giống như *Phacops*, *Cheirurus*, nhóm giống *Calymene*, *Encrinurus*, *Deiphon* v.v... có ý nghĩa rất tốt đối với địa tầng Silua.

Ruột khoang (h. 8-2)

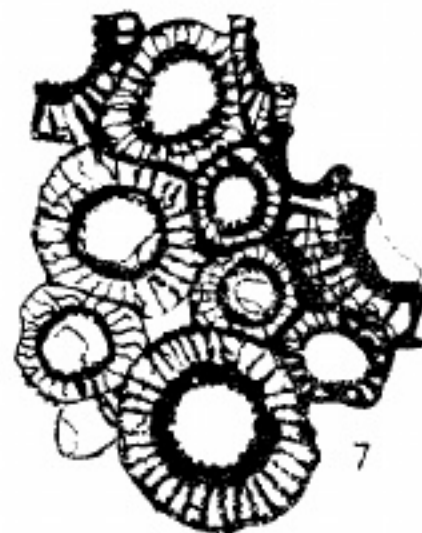
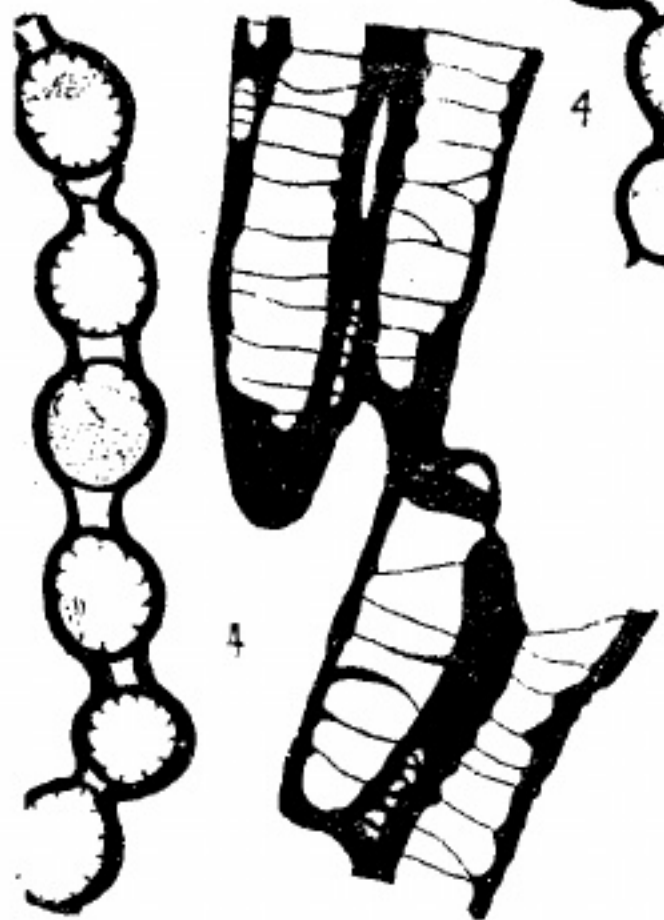
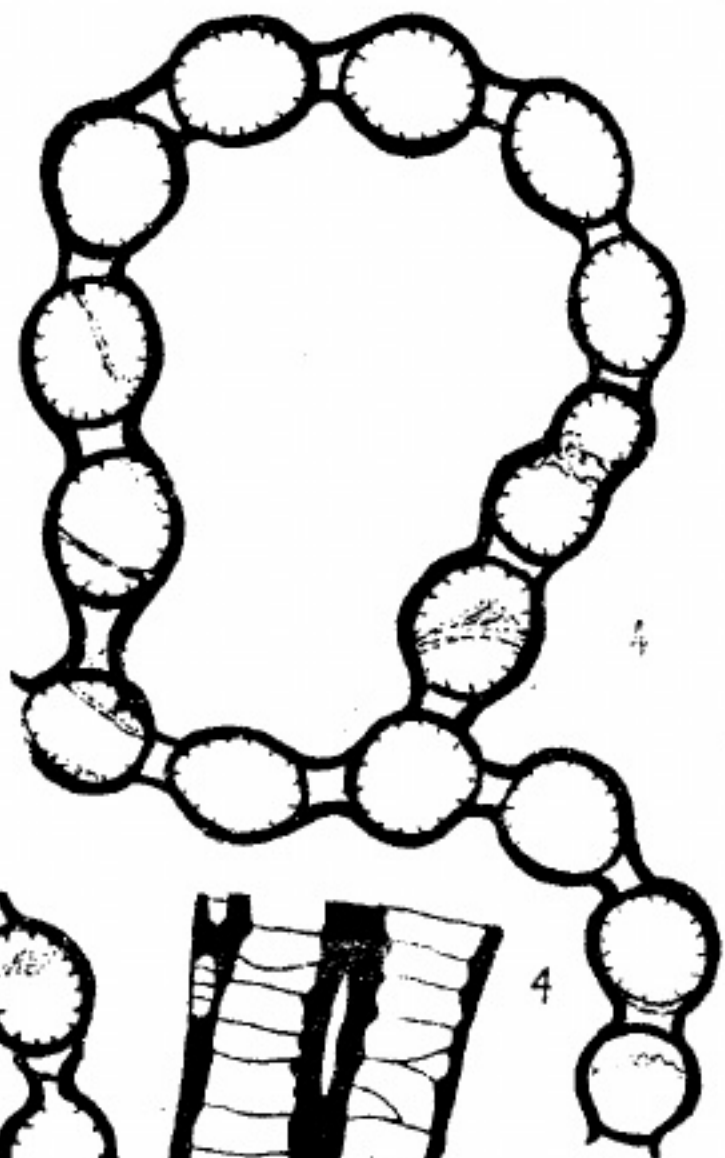
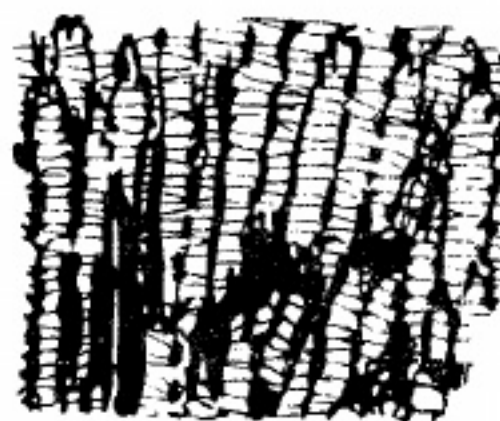
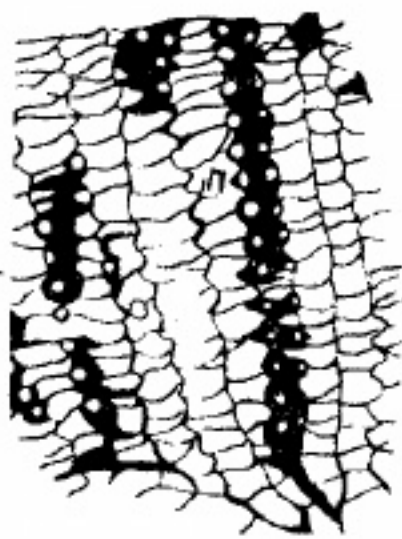
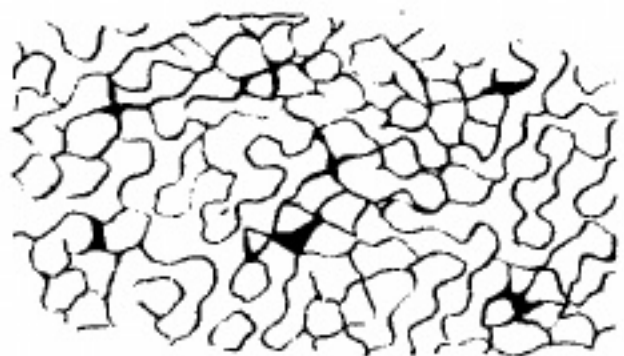
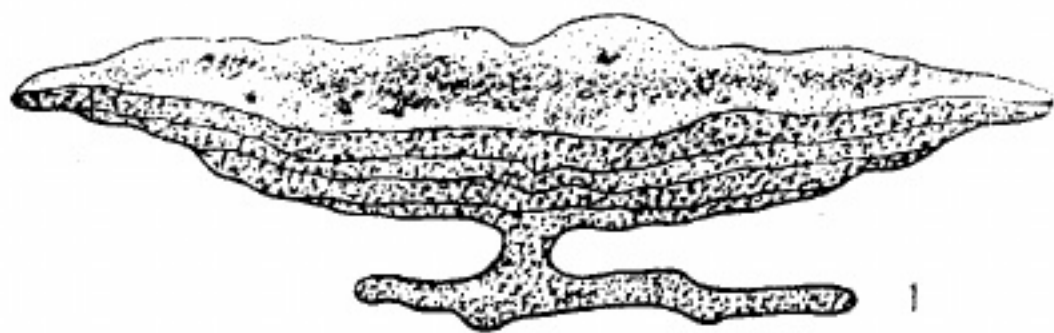
Bắt đầu từ kỷ Silua ruột khoang đã vượt qua giai đoạn mở đầu và bước vào giai đoạn phồn thịnh. Những đại biểu cơ bản là ruột khoang lỗ tầng (*Stromatoporoidea*), san hô dạng vách đáy và san hô bốn tia đều phong phú cả về số lượng giống loài và cá thể.

Ruột khoang lỗ tầng. Silua là một trong hai kỷ phát triển chủ yếu của ruột khoang lỗ tầng. Đây là một nhóm ruột khoang mà về mặt cấu tạo đến nay còn nhiều điều người ta chưa hiểu rõ chức năng của chúng, vị trí phân loại cũng còn mang tính chất qui ước. Ở nhiều nơi cùng với các sinh vật tạo vôi khác, xương của ruột khoang lỗ tầng đã hình thành những khối đá vôi âm tiêu lớn.



Hình 8-1. Một số hóa thạch bút đá và bộ ba thùy của Silua.

Bút đá (1-6) : 1. *Monograptus priodon* (Bronn) ; 2. *Spirograptus loriculatus* Barrande ; 3. *Rastriles longispinus* (Perner) ; 4. *Cyrtograptus muchisoni* Caruther ; 5. *Retiolites geinitzianus* Barrande ; 6. *Pristiograptus leintwardinensis prismus* Boucek.
 Bộ ba thùy (7-9) : 7. *Phacops secundus* Barrande ; 8. *Cheirurus quenstedti* Barrande ; 9. *Deiphon* sp ; 10. *Dalmanites caudatus* (Brunnich).



San hô dạng vách đáy. Ngay từ đầu kỷ, san hô dạng vách đáy đã phát triển rất phong phú. Hầu hết các bộ chủ yếu của chúng đều đã có mặt như Favositida, Halysitida, Pachyporida v.v... Phụ lớp san hô mặt trời (Heliolitoidea) cũng đã khá phát triển. Trong nhiều vùng trầm tích cacbonat, cùng với san hô bốn tia chúng đã trở thành một trong những nhóm hóa thạch chỉ đạo quan trọng nhất. Chúng ta có thể kể đến một số giống phổ biến trong trầm tích Silua như *Thecia*, *Multisolenia*, *Halysites*, *Heliolites*.

San hô bốn tia. Cũng như san hô vách đáy, phụ lớp san hô bốn tia bắt đầu phong phú từ kỷ Silua. Chúng không phải chủ yếu là những san hô đơn thể, một đời như ở kỷ Ođovic mà còn có mặt nhiều dạng quần thể. Trong cấu tạo xương xuất hiện hệ thống mô bột làm hình thành dạng hai đời trong cấu tạo. Các giống phổ biến và đặc trưng của Silua có thể kể đến là *Tryplasma*, *Cystiphyllum*, *Konodophyllum*, *Goniophyllum*.

Tay cuộn (h. 8-3)

Đến kỷ Ođovic những đại biểu tay cuộn không khớp không đóng vai trò quan trọng nữa, chúng chỉ còn là những di tàn sống sót và rồi kéo dài dòng dõi bảo thủ, lạc hậu cho đến ngày nay. Trong khi đó lớp có khớp bắt đầu vào giai đoạn phồn thịnh với nhiều bộ, họ mới. Sự phồn thịnh của nhóm sinh vật cổ này sẽ kéo dài sang các kỷ sau của Paleozoi. Các bộ phát triển nhất trong kỷ Silua là Pentamerida, Strophomenida và Atrypida. Trong các giống đặc trưng cho Silua ta có thể kể đến *Pentamerus*, *Conchidium*, *Leptaena*, *Strophomena*, *Atrypa*, *Dayia*. Các đại biểu của bộ Spiriferida chỉ mới lúc đầu xuất hiện như giống *Eospirifer*.

Thân mềm (h. 8-3). Trong các lớp của ngành thân mềm ở kỷ Silua đáng chú ý nhất vẫn là lớp chân đầu. Tiếp tục bước phát triển của Ođovic, các đại biểu của Nautiloidea trong kỷ Silua vẫn khá phong phú và còn đa dạng nữa. Nhiều khi chúng có kích thước khá lớn như *Orthoceras* có thể dài đến 2m. Các giống đáng chú ý của thượng bộ này là *Orthoceras*, *Gomphoceras*.

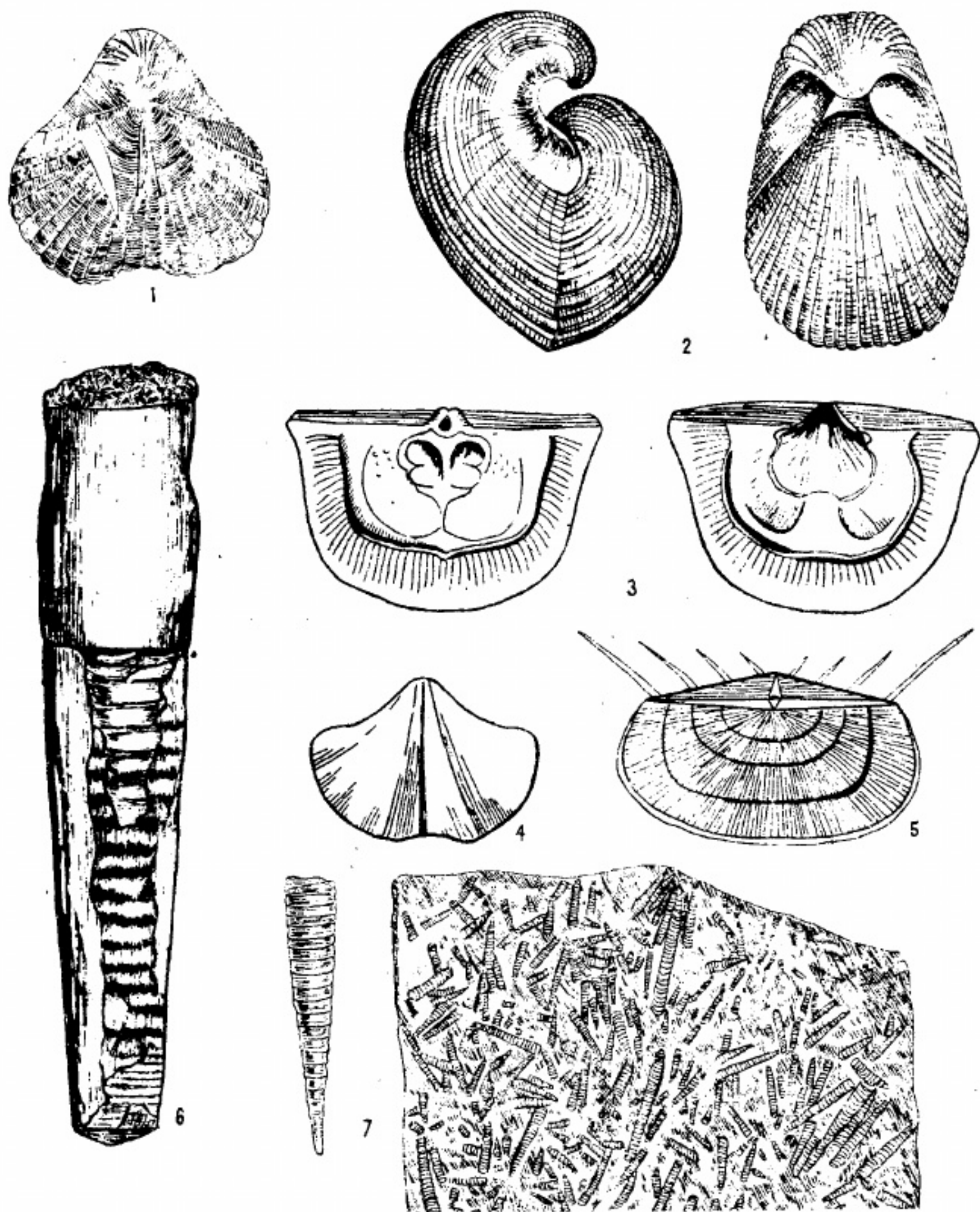
Đồng thời với Nautiloidea trong Silua cũng xuất hiện lần đầu tiên các đại biểu của nhóm Goniatites có đường thủy yên phức tạp hơn.

Lớp chân riu và chân bụng vẫn phát triển nhưng chưa có vai trò gì lớn đối với địa tầng.

Nhiều đại biểu của ngành da gai thuộc các lớp cổ như Cystoidea, Blastoidea, cầu gai cổ cũng tiếp tục phát triển ở Silua. Các đại biểu của huệ biển (Crinoidea) cũng bắt đầu phát triển để sang Devon phát triển cực thịnh.

← Hình 8-2. Một số hóa thạch ngành ruột khoang ở Silua.

1. Dạng quần thể của *Stromatopora*; 2. *Thecia swinderniana* (Goldfuss); 3. *Multisolenia formosa* Sokolov; 4. *Halysites regularis* Fischer; 5. *Tryplasma hedstromi* (Wedekind); 6. *Cystiphyllum pikense* Shrock et Twenh; 7. *Acervularia conglomerata* (Wedekind).



Hình 8-3. Một số hóa thạch của Silua.

Tay cuộn (1-5) : 1. *Pentamerus galeatus* ; 2. *Chonchidium knighti* Sowerby ; 3. *Leptaena rhomboidalis* Wahlenberg ; 4. *Eospirifer plicartellus* Linné ; 5. *Chonetes striatella* Dalman.

Thân mềm (6-7) : 6. *Orthoceras regulare* (Schlotheim) ; 7. *Tentaculites* — hóa thạch bám trên mặt lớp đá và phong đại (ở phía trái của hình).

Ngoài những nhóm ta vừa kể trên đây, trong Silua cũng phát triển nhiều nhóm sinh vật khác như trùng lỗ, bông biển (Spongia), giới xác (Crustacea) và nhiều loại đại biểu khác nhau của ngành chân khớp. Cuối Silua chắc chắn xuất hiện thực vật trên cạn đầu tiên.

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MẢNG

Đặc điểm chung của các đại địa mảng trong Silua là có nhiều khu vực địa mảng trải qua hoạt động nghịch đảo kiến tạo kết thúc chu kỳ caledoni và hình thành cấu trúc uốn nếp caledonit như ở hệ địa mảng Grampian, hệ địa mảng Antai — Tuva, rìa bắc và nam địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh, địa mảng Catazia v.v..

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐẠI TÂY DƯƠNG

Hệ địa mảng Grampian

Ở phía tây nam của địa mảng — vùng xứ Uenxơ, Scotlen và Airolen — trầm tích Silua có diện phân bố khá rộng rãi, trong mặt cắt chủ yếu là cát kết, đá phiến và đá vôi, sét vôi. Thành phần đá phun trào khá phổ biến trong Ođovic thì sang Silua hầu như không có trong mặt cắt nữa.

Vùng Uenxơ trầm tích Silua hạ gồm tương phiến sét biển sâu chứa bút thạch, bề dày dưới 200m. Loại tương thứ hai ít phổ biến hơn, nhưng có bề dày đến hơn 3km, là tương đá lục nguyên thô (cát kết, bột kết v.v...) và đá phiến xen vôi, sét vôi. Trầm tích Silua thượng chỉ gồm cát kết và đá phiến đạt đến bề dày 4km.

Ở nam Scotlen trầm tích Silua hạ gồm cuội kết, cát kết, đá phiến và đá vôi tương biển chứa hóa thạch tay cuộn và trầm tích tương vụng vịnh chứa hóa thạch cá và giáp xác. Trầm tích Silua thượng là cát kết màu đỏ tương lục địa.

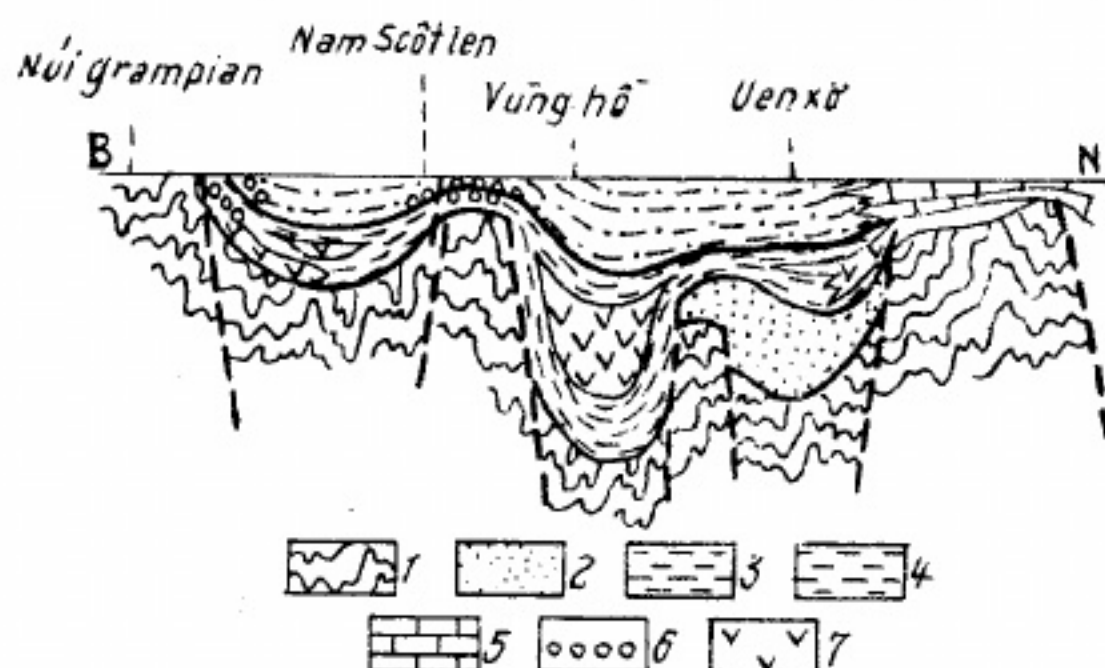
Ở một số mặt cắt như ở phía nam và đông xứ Uenxơ, vùng đồi Manvon trầm tích Silua hạ nằm bất chỉnh hợp rõ trên trầm tích Ođovic do ảnh hưởng của pha nghịch đảo kiến tạo tacon. Quan hệ bất chỉnh hợp này cũng thể hiện rõ trong mặt cắt địa chất Paleozoi hạ ở miền trung nước Anh và nam Scotlen. Một nhận xét chung là quan hệ bất chỉnh hợp góc giữa Silua và Ođovic không thể hiện ở phần trục của địa mảng, nơi bề dày của trầm tích Silua rất dày, như ở bắc Uenxơ.

Ở Airolen trầm tích Silua là một trong những loại trầm tích có diện phân bố rộng rãi, nhưng mặt cắt ở các vùng khác nhau không giống nhau. Nét chung của trầm tích Silua ở đây là phổ biến thành phần sét kết, cát kết, vắng mặt thành phần phun trào.

Phần phía đông bắc của hệ địa mảng — vùng rìa phía tây của bán đảo Scan-dina — trầm tích Silua mang tính chất khác với xứ Uenxơ, Scotlen. Trong miền

địa mảng này có thể thấy rõ có hai đời phát triển khác nhau. Đời phía đông, giáp với nền Đông Âu phát triển như một địa mảng thuần, còn đời phía tây, miền trung của rìa tây bán đảo Scandinavia, địa mảng mang tính chất của địa mảng thực thụ, trong trầm tích Silua có nhiều thành phần phun trào. Quan hệ bất chỉnh hợp giữa Silua và Ordovic thể hiện rõ ở một vài mặt cắt.

Có thể lập lại lịch sử phát triển của hệ địa mảng Grampian trong Silua như sau. Pha nghịch đảo kiến tạo tacon đã gây gián đoạn trầm tích hoặc bất chỉnh hợp góc giữa Silua và Ordovic, thành hệ molat dưới tuổi Silua sớm được thành tạo ở một số địa phương. Tuy vậy, nhìn chung vào đầu kỷ Silua hệ địa mảng Grampian chưa có những biến đổi lớn. Sự thay đổi chế độ hoạt động lúc này chỉ thể hiện ở phía tây nam của hệ địa mảng (xứ Uenxơ, Scotlen v.v...), hoạt động phun trào không còn nữa, trong mặt cắt chỉ có thành phần trầm tích lục nguyên và cacbonat. Quá trình hoạt động địa chất ở Anh (phần tây nam hệ địa mảng Grampian) hình thành các phức hệ địa mảng từ Cambri đến Silua có thể trình bày trên sơ đồ của hình 8-4.



Hình 8-4. Sơ đồ mặt cắt tương đối các phức hệ địa mảng Paleozoi hạ ở phần tây nam hệ địa mảng Grampian (theo Leviski).

1. móng uốn nếp Tiền Cambri;
2. cát kết và đá phiến Cambri và bậc Tremadoc;
3. đá phiến graptolit Ordovic và Silua hạ;
4. cát kết, đá phiến Silua;
5. đá vôi Silua;
6. cuội kết;
7. đá phun trào.

Khoảng từ giữa kỷ Silua, địa mảng Grampian bắt đầu pha nghịch đảo kiến tạo caledoni. Trong địa mảng tây nam, ở nửa sau kỷ Silua đã diễn ra nhiều lần chuyển động để dẫn đến kết thúc chế độ địa mảng, hình thành cấu trúc caledonit.

Ở tây bán đảo Scandinavia tuy chế độ địa mảng được hình thành sớm hơn (từ Sini), hoạt động tích cực của sụp võng địa mảng kéo dài hơn (hoạt động phun trào tiếp diễn trong Silua), nhưng đến cuối kỷ Silua cũng diễn ra quá trình nghịch đảo toàn bộ, kết thúc chế độ địa mảng và hình thành cấu trúc caledonit. Hoạt động nghịch đảo kiến tạo caledoni dẫn theo hoạt động xâm nhập của magma. Một số khối magma xâm nhập bazơ và nhiều khối axit (chủ yếu là granitoid) xuyên qua trầm tích Paleozoi hạ phân bố rộng rãi ở cả Anh và Scandinavia.

Đông Bắc Mỹ và Groenlen. Đây là những khu vực phía tây của đại địa mảng Đại Tây Dương. Trong kỷ Silua ở những khu vực này cũng đã diễn ra quá trình nghịch đảo kiến tạo caledoni. Chúng ta có thể điểm qua những nét chính của lịch sử phát triển địa chất từ Cambri đến Silua của những khu vực này.

Ở Đông Bắc Mỹ (dãy Apalat và Niu Faodolen) có hai khu vực hoạt động theo hai chế độ khác nhau. Phần phía đông theo chế độ địa mảng thực thụ, trầm tích Paleozoi hạ dày đến 12km, giàu thành phần phun trào. Trong Cambri và đầu Ođovic địa hình chưa phân dị nhiều, từ giữa Ođovic bên cạnh sự sụp võng mạnh mẽ của địa mảng và hoạt động phun trào còn diễn ra những quá trình nâng cao làm hình thành những dải đảo, tạo nguồn vật liệu trầm tích lục nguyên thô. Cuối Ođovic có hoạt động nghịch đảo tacon (1) đã tạo thành nhiều cấu trúc nâng cao. Hoạt động tích cực của địa mảng, kể cả hoạt động phun trào vẫn tiếp diễn sang Silua. Cuối Silua hình thành cấu trúc caledonit ở phía đông bắc của khu vực (bắc Apalat và Niu Faodolen).

Phần phía tây giáp với nền Bắc Mỹ hoạt động theo chế độ địa mảng thuần. Trong Cambri và Ođovic là một vùng biển cạn tích đọng trầm tích lục nguyên và cacbonat. Từ giữa Ođovic đã hình thành những cấu trúc nổi cao ở phía đông (trong địa mảng thực thụ), do đó có nguồn vật liệu lục nguyên thô tải đến và trầm đọng trong địa mảng thuần. Trong Silua có lẽ do địa hình của cấu trúc dương ở phía đông trở nên bằng phẳng hơn nên trong trầm tích của địa mảng thuần chủ yếu là sét mịn.

Ở Groenlen hoạt động của địa mảng giống với hệ địa mảng Grampian, chế độ địa mảng hình thành từ đầu Paleozoi và hoạt động tích cực vào Ođovic, kết thúc và tạo thành cấu trúc caledonit vào cuối kỷ Silua.

Tóm lại, đại địa mảng Đại Tây Dương trong Paleozoi sớm đã diễn ra quá trình hoạt động tích cực. Cambri là kỷ hình thành, mở rộng cấu trúc sụp võng địa mảng. Hoạt động tích cực của địa mảng diễn ra trong kỷ Ođovic và đầu kỷ Silua, khi đó đồng thời diễn ra quá trình sụp võng sâu, phun trào mạnh và nâng cao bộ phận. Silua chủ yếu là thời kỳ thu hẹp dần địa mảng, hình thành nhiều cấu trúc uốn nếp nổi cao kèm theo hoạt động xâm nhập. Cuối Silua hoàn thành cấu trúc caledonit, chế độ địa mảng kết thúc trên đại bộ phận của đại địa mảng như ở Anh, tây Scandina, Groenlen và đông bắc Apalat, Niu Faodolen. Chế độ địa mảng sau Silua chỉ còn tồn tại ở phần giữa và phần phía nam của Apalat. Ở đó chế độ địa mảng tiếp diễn trong Paleozoi muộn và hình thành cấu trúc hecxinit vào cuối Paleozoi muộn.

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần tây địa mảng Địa Trung Hải

Khu vực địa mảng Tây Âu

Trong hệ địa mảng bắc (Trung Âu) trầm tích Silua từ tây sang đông đã gặp ở vùng núi Amorican (Pháp), vùng núi Acden (biên giới Pháp — Bỉ), vùng Rein và

(1) Tên gọi của pha kiến tạo tacon đặt theo tên của núi Taconic thuộc dãy Apalat.

Hacxơ (Đức), vùng Trung Ba Lan và vùng núi Sudet (biên giới Đức — Tiệp). Trầm tích Silua gồm chủ yếu là đá phiến sét màu đen và sét vôi, đá vôi, sét silit. Thành phần trầm tích thô như cát kết, acgilit gặp ở những vùng rìa cấu trúc nổi cao như ở American, Bỉ — rìa cấu trúc caledonit sớm. Đôi nơi mặt cắt Silua kết thúc bằng cát kết màu sắc sỡ tương lục địa.

Trong địa khối giữa Pháp — Tiệp trầm tích Silua chỉ gặp ở Tiệp Khắc, bề dày hàng trăm mét, gồm đá phiến sét và đá vôi giàu hóa thạch.

Hệ địa máng Nam Âu trầm tích Silua lộ ra trong các cấu trúc nếp vồng ở Tây Ban Nha, dải núi Anpơ Cacnic, dải Anti Atlas (Bắc Phi). Thành phần các mặt cắt rất đồng nhất, gồm đá phiến sét đen chứa graptolit và một số lớp đá vôi chứa hóa thạch sinh vật đáy ở phần trên của mặt cắt.

Quang cảnh cổ địa lý của hệ địa máng bắc ở kỷ Silua không đồng nhất. Ở phía tây và tây bắc biển tạo thành những vịnh, viền bờ các núi đã được hình thành từ trước. Vì thế ở đó đã tích đọng trầm tích thô dày đến hơn 500m. Những vùng còn lại của hệ địa máng bắc đều là biển, nhưng chế độ trầm tích khác nhau tùy độ sâu của khu biển và hình thái lục địa kề cận. Trong địa khối Pháp — Tiệp, vịnh biển sâu ở Tiệp Khắc được hình thành từ Ođovic vẫn tiếp tục tồn tại, lúc này hoạt động tích cực hóa của chế độ kiến tạo đã dẫn đến hoạt động phun trào, thành tạo đá diaba trong mặt cắt Silua của vùng Bohêm.

Ở Nam Âu, địa máng sụp vồng sâu tạo tương đá sét biển sâu, đồng nhất trong toàn hệ địa máng, cuối kỷ biển cạn dần, phù hợp với sự phát triển sinh vật đáy và hình thành trầm tích cacbonat.

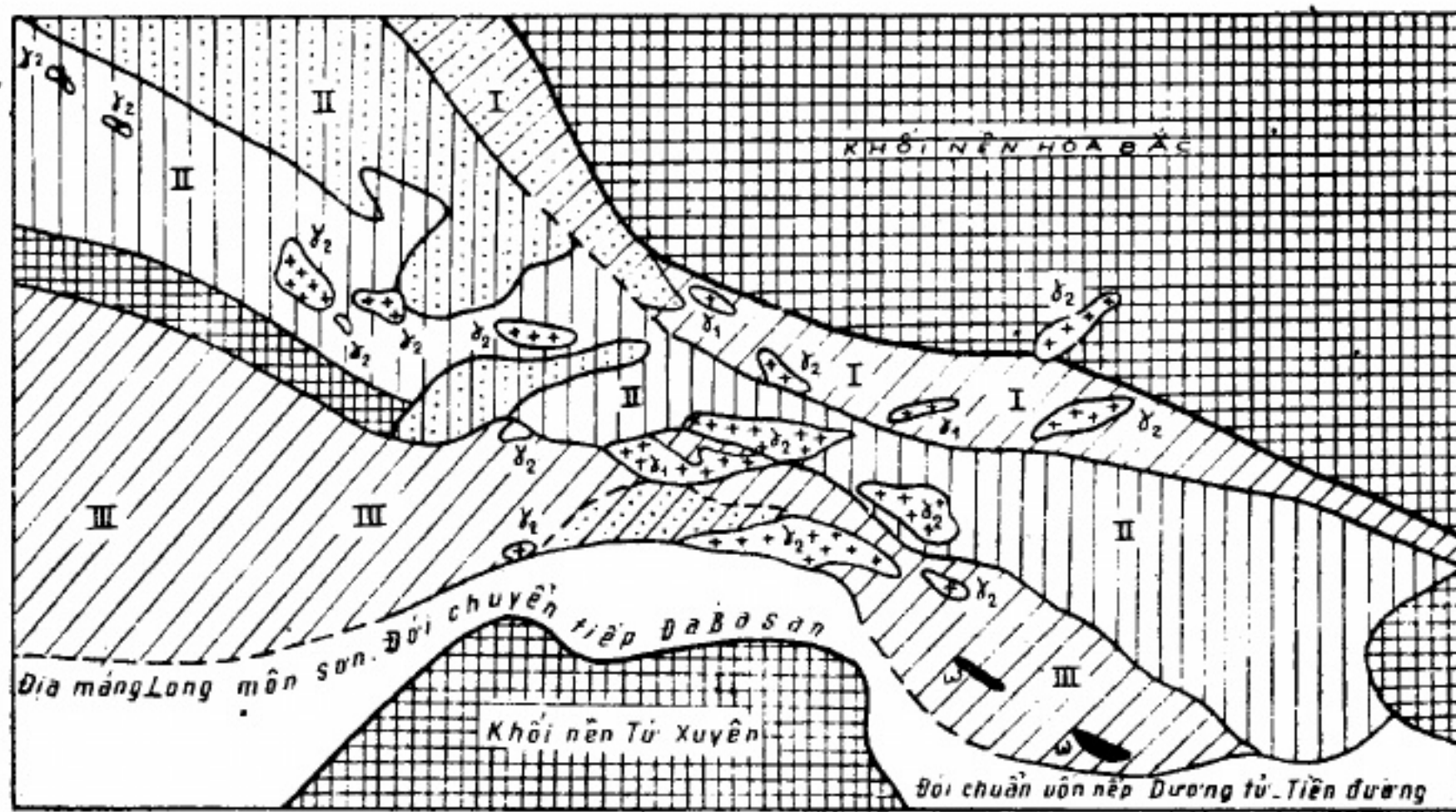
Phần đông địa máng Địa Trung Hải.

Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh

Hệ địa máng Tần Lĩnh (h. 8-5) trong kỷ Silua cũng có những đới như ở kỷ Ođovic. Ở đới Bắc Tần Lĩnh, trong Silua đã diễn ra quá trình nghịch đảo kiến tạo, hình thành cấu trúc caledonit. Trầm tích Silua chỉ còn gặp ở một vài miền riêng biệt ở rìa cực bắc của đới và thành tạo thành hệ flit cacbonat. Hoạt động nghịch đảo kiến tạo đã dẫn theo hoạt động xâm nhập granitoid dạng batolit.

Đới địa máng Nam Tần Lĩnh phân bố chủ yếu ở tỉnh Sơn Tây cũng là một đới cấu trúc caledonit. Trầm tích Ođovic và Silua thường giàu thành phần phun trào và bị biến chất cao. Đôi nơi có thể tách riêng trầm tích Silua đạt bề dày hơn 2000m, gồm filit xen đá vôi kết tinh. Trong Silua ở đới nam Tần Lĩnh này đã xảy ra hoạt động đứt gãy mạnh mẽ dẫn đến sự thành tạo phổ biến phun trào ngầm và sụp vồng tích đọng trầm tích vụn thô. Thành phần đá trầm tích - phun trào Silua phổ biến ở nhiều nơi như Hồ Châu — tỉnh Hồ Bắc, đông nam tỉnh Sơn Tây và cả ở phía nam Hàng Châu. Có nơi bề dày của hệ tầng trầm tích - phun trào Silua đạt tới 1000m. Cuối Silua, nghịch đảo kiến tạo caledonit

đã về cơ bản kết thúc chế độ địa máng ở Nam Tần Lĩnh. Sau khi hình thành cấu trúc caledonit ở phía bắc và phía nam, hệ địa máng Tần Lĩnh đã thay đổi bộ mặt. Đới dương ở phần giữa từ đây lại trở thành đới âm, sụp võng trong chu kỳ địa máng hecxin.



Hình 8-5. Sơ đồ cấu trúc địa máng Tần Lĩnh (theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »).

I. đới cấu trúc caledonit Bắc Tần Lĩnh; II. đới cấu trúc hecxinit Trung Tần Lĩnh; III. đới cấu trúc caledonit Nam Tần Lĩnh; Y_1 . granit của chu kỳ caledon; Y_2 . granit của chu kỳ hecxin; ω . xâm nhập bazơ

Hệ địa máng Côn Luân như đã nói ở chương 7, do mức độ nghiên cứu còn hạn chế nên trầm tích Silua không được tách riêng khỏi loạt trầm tích Paleozoi hạ.

Ở tây bắc Côn Luân sau khi thành tạo hệ tầng trầm tích-phun trào Ođovic — Silua đã diễn ra quá trình nghịch đảo kiến tạo vào nửa đầu kỷ Silua. Trầm tích Silua muộn là cát kết và đá phiến sét màu đỏ có chứa một ít thành phần cacbonat dày gần 1000m. Nghịch đảo kiến tạo này mang tính chất bộ phận, chế độ địa máng còn tiếp diễn trong giai đoạn lịch sử Paleozoi muộn.

Tây nam Côn Luân, tiếp giáp với cấu trúc nổi cao lớn, là đới kết tinh Caracorum. Trong Paleozoi sớm, ở đây tích đọng trầm tích vụn thô ở phần dưới của mặt cắt. Càng lên trên của mặt cắt Paleozoi hạ thành phần trầm tích càng mịn hơn và xuất hiện cacbonat. Trầm tích Silua là phần trên cùng của mặt cắt, gồm cát kết thạch anh hạt thô và đá phiến sét, đá vôi. Hiện tượng tăng thành phần thô trong mặt cắt Silua có liên quan với hoạt động nâng cao mạnh mẽ của địa khối Caracorum ở cuối Paleozoi sớm.

Miền đông Côn Luân nằm dọc theo rìa nam của khối nền Sài-đam và rìa bắc của phần đông khối Tây Tạng; đới phía bắc và phía nam của miền đông Côn Luân cũng là những đới cấu trúc caledonit và nối liền với cấu trúc caledonit Tần Lĩnh. Hoạt động nghịch đảo ở đây cũng diễn ra trong Silua, sau khi hình thành các hệ tầng trầm tích phun trào tuổi Ođovic — Silua. Chế độ địa mảng tiếp tục phát triển trong đới giữa của Côn Luân và hình thành cấu trúc hecxi-nit vào Paleozoi muộn.

Khu vực địa mảng Đông Dương

Trầm tích Silua khá phổ biến ở Miến Điện và cũng có mặt ở Thái Lan. Ở Miến Điện trầm tích Silua có bề dày không lớn và gồm chủ yếu là đá phiến sét chứa graptolit, đá phiến sét vôi và đá vôi... Phần lớn trầm tích này ứng với tuổi Silua sớm. Đôi khi vào giữa Silua đã có gặp cát kết màu đỏ. Ở tây bắc Thái Lan trầm tích Silua là phần tiếp của trầm tích Silua từ cao nguyên San (Miến Điện), nằm trong phần dưới của loạt cát kết, đá phiến filit và quaczit, bề dày của loạt này đạt tới 2900m (loạt Kanchanaburi).

Rìa tây nam địa khối Indosinia, ở tây Campuchia, loạt trầm tích gồm quaczit, đá phiến đen, silit và đá hoa cũng được coi là trầm tích Paleozoi hạ và bị loạt đá phiến, cát kết tuổi Devon — Cacbon phủ không chỉnh hợp ở phía trên.

Trong địa mảng Việt — Lào trầm tích Silua phân bố ở hai vùng chủ yếu :

Ở rìa đông bắc của địa khối Indosinia trầm tích Silua có bề dày lớn (gần 4km). Hệ tầng Đại Giang phân bố ở Quảng Trị, tây nam Quảng Bình và có thể cả ở phía tây Hà Tĩnh — Nghệ An. Hệ tầng này gồm cát kết chứa mica, bột kết và đá phiến xen kẽ nhau theo dạng flit. Trong hệ tầng thỉnh thoảng cũng có mặt thấu kính hoặc lớp mỏng sét vôi, đá vôi (h. 7-8). Hóa thạch phát hiện trong hệ tầng xác nhận tuổi Silua như *Multisolenia cf. formosa* Sok., *Encrinurus* sp., *Retziellaweberi* Nik., *Praedechenella vietnamica* Max. v.v.... Hệ tầng Đại Giang chuyển tiếp liên tục trên hệ tầng Long Đại tuổi Ođovic — Silua chúng ta đã nói ở chương 7.

Trong miền vông địa mảng Sông Đà trầm tích Silua thuộc phần trên của điệp Sinh Vinh ($O_3 - S_{sv}$). Phần đá thuộc Silua của điệp gồm đá vôi hoặc sét vôi phân lớp mỏng, bề dày khoảng 400m. Hóa thạch san hô phát hiện ở phần trên của hệ tầng cho tuổi Silua muộn như *Favosites gothlandicus* Lamarck, *Multisolenia tortuosa* Fritz v.v... Ở thượng lưu sông Đà đã phát hiện quan hệ bất chỉnh hợp góc giữa trầm tích Silua và Devon hạ phủ trên.

Địa mảng Đông Dương trong Silua nói chung là miền sụp vông sâu thành tạo trầm tích sét chứa graptolit. Biên độ sụp vông có nơi khá lớn như ở rìa đông bắc của địa khối giữa Indosinia. Tuy vậy sự sụp vông không gây kèm theo hoạt động phun trào như ở kỷ Ođovic. Ở rìa vông địa mảng Sông Đà chế độ biến khác hơn, đây là miền biến nóng thích hợp cho sự phát triển sinh vật.

đáy (san hô, tay cuộn). Cuối Silua, chịu ảnh hưởng của thời kỳ nghịch đảo caledoni, trong địa mảng Đông Dương có nơi thể hiện rõ tính uốn nếp và bất chỉnh hợp góc hoặc gián đoạn trầm tích với Devon như ở thượng lưu Sông Đà và cao nguyên Sơn (Miến Điện). Ở miền sụp vồng sâu của rìa đông bắc địa khối Indosinia biểu hiện của chuyển động caledoni không rõ ràng. Tuy vậy, ảnh hưởng của hoạt động nghịch đảo kiến tạo này chưa gây những thay đổi lớn trong cấu trúc địa mảng. Chế độ địa mảng tiếp tục trong Paleozoi muộn.

ĐẠI ĐỊA MẢNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Khu vực Catazia

Trầm tích Silua trong khu vực Catazia ở đông nam Trung Quốc thường gắn liền với trầm tích Cambri và Ordovic thuộc loạt Long Sơn như ta đã nói ở chương 7. Loạt Long Sơn phân bố khá rộng rãi ở dãy Nam Lĩnh, ở Phúc Kiến, Quảng Đông. Trong phức nếp lồi Dương Tử — Quảng Tây bề dày của loạt đạt tới 7 — 8km. Ngoài ra trầm tích Silua cũng gặp ở miền tây Quảng Đông, phía bắc Quảng Châu gồm đá phiến sét có xen những lớp cát kết hạt mịn, giàu hóa thạch graptolit. Khắp mọi nơi trầm tích Devon hạ nằm bất chỉnh hợp góc trên trầm tích Silua hoặc trên các đá cổ hơn. Khác với trầm tích Cambri — Ordovic, trong trầm tích Silua không gặp thành phần đá phun trào.

Trong vùng Đông Bắc Việt Nam trầm tích Silua phân bố rất hạn chế. Ở quần đảo Cô Tô trầm tích Silua dày trên 2000m có kiểu cấu tạo dạng flit. Thành phần đá gồm cát kết, tup, bột kết, acgilít và đá phiến chứa hóa thạch bút đá (graptolit) tuổi Silua sớm. Ngoài quần đảo Cô Tô ra cũng có tài liệu nói về tuổi Silua muộn (?) của đá acgilít, bột kết xen đá vôi ở núi Xuân Sơn (Kiến An).

Silua là giai đoạn cuối của chu kỳ trầm tích Paleozoi sớm trong khu vực địa mảng Catazia, thời kỳ uốn nếp caledoni bắt đầu diễn ra vào khoảng đầu Silua muộn. Hoạt động uốn nếp caledoni đã kết thúc chế độ địa mảng trong khu vực địa mảng ở đông nam Trung Quốc, hình thành cấu trúc caledonit Catazia và dẫn theo hoạt động xâm nhập. Những thể xâm nhập granitoit tuổi trước Devon là những khối lớn có thể nằm phù hợp với cấu trúc uốn nếp của những phức hệ đã được thành tạo trong địa mảng. Đó là những granit biotit-hocblen có cấu trúc dạng pofia. Có thể ở Đông Bắc Việt Nam hoạt động uốn nếp nâng cao đã diễn ra sớm hơn ở đông nam Trung Quốc, dẫn đến ngừng trầm tích trên đại bộ phận lãnh thổ trong Silua. Điều khác với đông nam Trung Quốc là ở đây chế độ địa mảng thể hiện rõ tính thừa kế, xuyên kỳ và còn tiếp tục hoạt động trong các giai đoạn lịch sử địa chất sau.

Khu vực Đông Bắc Á

Trong khu vực cấu trúc uốn nếp mezozoi này trầm tích Silua phân bố rất hạn chế và gồm đá vôi, đá phiến sét, dolomit, đạt tới bề dày hơn 3km. So với

Ordovic thì diện biển ngập bị thu hẹp hơn và đến cuối Silua biển chỉ còn trong những miền trũng riêng biệt, hình thành trầm tích dolomit tương vùng và vịnh kín. Trong khu vực địa mảng không có mặt đá phun trào Silua, cũng không biểu hiện rõ hoạt động uốn nếp tạo núi trong Silua.

Các khu vực Tây Mỹ

Ở tây của Bắc Mỹ, cũng như trong kỷ Ordovic, có hai miền địa mảng hoạt động khác nhau. Địa mảng thuần rìa nền Bắc Mỹ vẫn là miền có chế độ biển nông thuận lợi cho sự phát triển của sinh vật đáy. Trong thành phần trầm tích Silua các đá cacbonat chiếm vai trò chủ yếu. Ở phía tây, rìa Thái Bình Dương, địa mảng thực thụ sau một gián đoạn do nghịch đảo bộ phận ở cuối Ordovic, lại tiếp tục trầm đọng các loại đá lục nguyên và phun trào. Cuối Silua các cấu trúc nổi cao được mở rộng, khu biển của vũng địa mảng thu hẹp và trầm đọng thành phần đá vụn như cát kết, bột kết. Chế độ địa mảng tiếp diễn sang Paleozoi muộn.

Khu vực Andet ở tây của Nam Mỹ có chế độ hoạt động giống như ở Cambri và Ordovic, chế độ địa mảng trong Silua vẫn là địa mảng thuần. Do cuối Ordovic có hoạt động nâng cao hình thành những đảo, từ đó nguồn vật liệu lục nguyên được tải đến trầm đọng trong những miền vũng địa mảng. Điều đáng chú ý là cùng với cát kết và bột kết còn có uilit, chứng tỏ ở đây trong kỷ Silua đã có thời kỳ khí hậu giá lạnh.

Khu vực Đông Úc trong kỷ Silua gồm hai đới khác nhau. Ở phía tây, trầm tích Silua nằm chình hợp trên đá Ordovic, gồm cát kết, đá phiến sét xen vôi dày đến 5km. Ở phía đông bề dày trầm tích Silua mỏng hơn (khoảng 3km), gồm đá lục nguyên, đá vôi, phun trào axit và tuf của chúng. Cuối Silua hoạt động nghịch đảo được mở rộng và hình thành cấu trúc caledonit, xuất hiện hoạt động phun trào lục địa. Silua cũng là thời kỳ phổ biến hoạt động xâm nhập bazơ và trung tính, xâm nhập granitoit Silua muộn sau nghịch đảo caledonit.

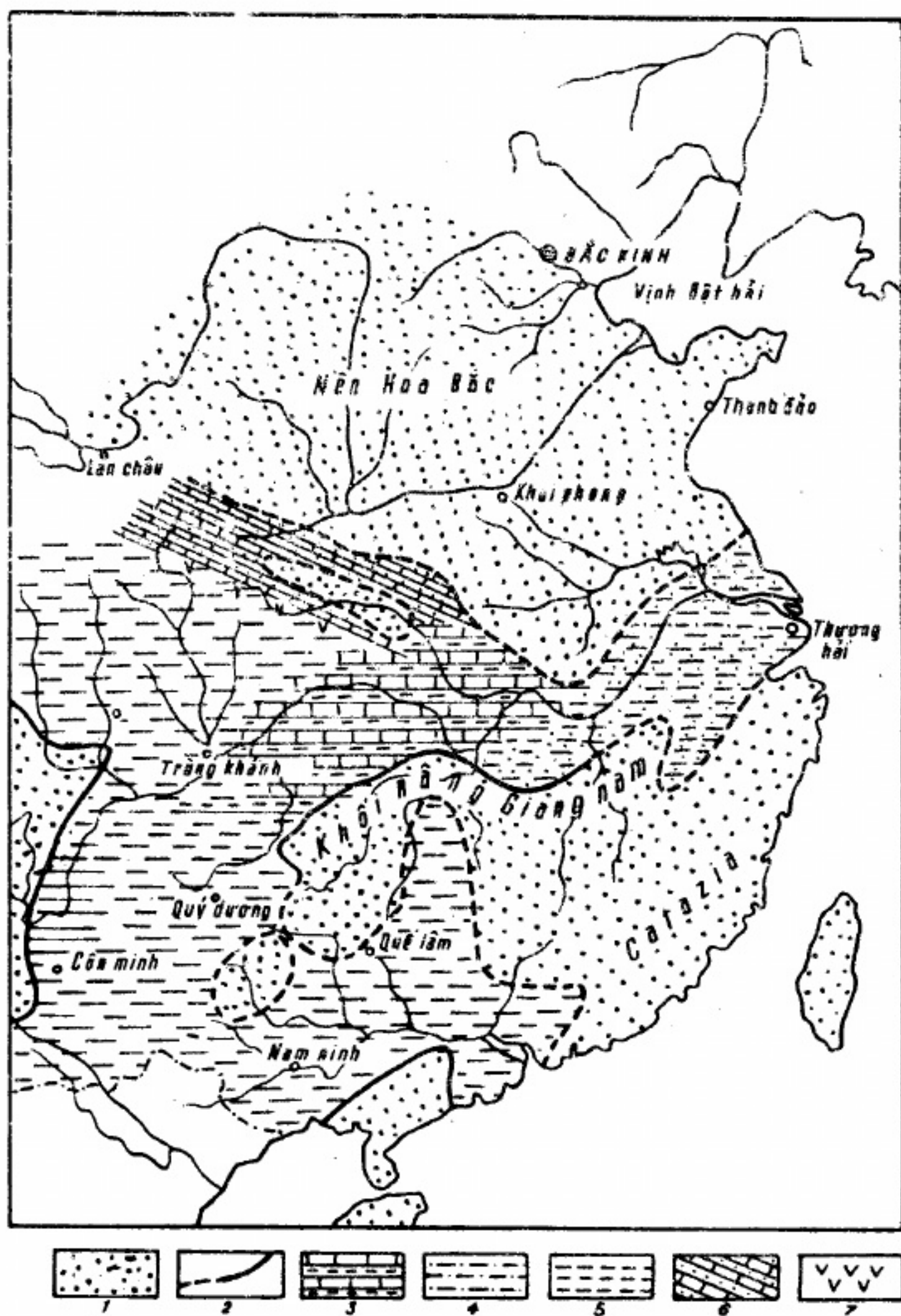
ĐẠI ĐỊA MẢNG URAN — MÔNG CỒ

Khu vực Uran — Thiên Sơn

Trong hệ địa mảng Uran vẫn tiếp tục hai đới địa mảng có chế độ khác nhau, chế độ địa mảng thuần ở phía tây và địa mảng thực thụ ở phía đông.

Tương đá cacbonat ở địa mảng thuần Tây Uran đạt tới bề dày 2000m, xé về phía nam tương lục nguyên thay thế cho tương cacbonat. Trong địa mảng thực thụ Đông Uran trầm tích Silua dày tới 5km và gồm chủ yếu là thành phần phun trào bazơ và trung tính, ngoài ra còn có đá phiến siltit và đá vôi.

Ở hệ địa mảng Nam Thiên Sơn hoạt động địa mảng có nhiều nét gần gũi với Đông Uran tuy thành phần phun trào có ít hơn. Trong các mặt cắt đa dạng vai trò chủ yếu là cát kết, đá phiến, ngoài ra còn có đá phun trào và đá vôi.



Hình 8-6. Sơ đồ cổ địa lý và tương đá Silua ở Trung Quốc
(theo Trương Văn-hựu trong « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »).

1. lục địa ; 2. ranh giới biên và lục địa (khối nâng) ; 3. vùng biển trầm tích cacbonat xen cát sét ; 4. vùng biển trầm tích cát sét ; 5. vùng trầm tích sét ; 6. vùng biển địa móng (Tân Lĩnh) ; 7. vùng phân bố đá phun trào.

Trên phần nền Nam Trung Quốc trầm tích Silua phổ biến khá rộng rãi ở Dương Tử, Trùng Khánh, đông Vân Nam, Quảng Tây v.v... (h. 8-6).

Trầm tích Silua ở nam Trung Quốc có thể chia làm ba phần có tương đối thay đổi khác nhau (h. 8-6).

Phần dưới gồm chủ yếu là đá phiến, phân bố ở Tứ Xuyên và trung — hạ lưu Dương Tử đạt tới bề dày 2 — 3km.

Phần giữa gồm chủ yếu là đá vôi có xen những lớp đá phiến, bề dày chỉ vài ba trăm mét, chúng phân bố rộng rãi ở Quý Châu, đông Vân Nam, Tứ Xuyên, Hồ Bắc v.v... Ở nhiều nơi, phần này của mặt cắt Silua nằm phủ không chính hợp trực tiếp trên đá Ođovic. Thành phần đá có ít nhiều thay đổi ở phần phía đông (hạ lưu Dương Tử), trong mặt cắt vai trò của cát kết chiếm ưu thế, ứng với tương biển lùi.

Phần trên của mặt cắt Silua ở nam Trung Quốc ứng với tương biển lùi. Biển bắt đầu lùi từ cuối thời gian thành tạo phần giữa của trầm tích Silua. Do đó phần trên của trầm tích Silua phân bố hạn chế trong một số vùng ở Tứ Xuyên — Hồ Bắc, Vân Nam và thông thường bề dày không lớn. Đó là những hệ tầng cát kết dạng quaczit thỉnh thoảng xen đá phiến.

Do tính chất của mặt cắt Silua gồm ba phần rõ rệt như vừa nói trên đây nên ở Trung Quốc thường sử dụng cách phân chia hệ Silua gồm ba thống.

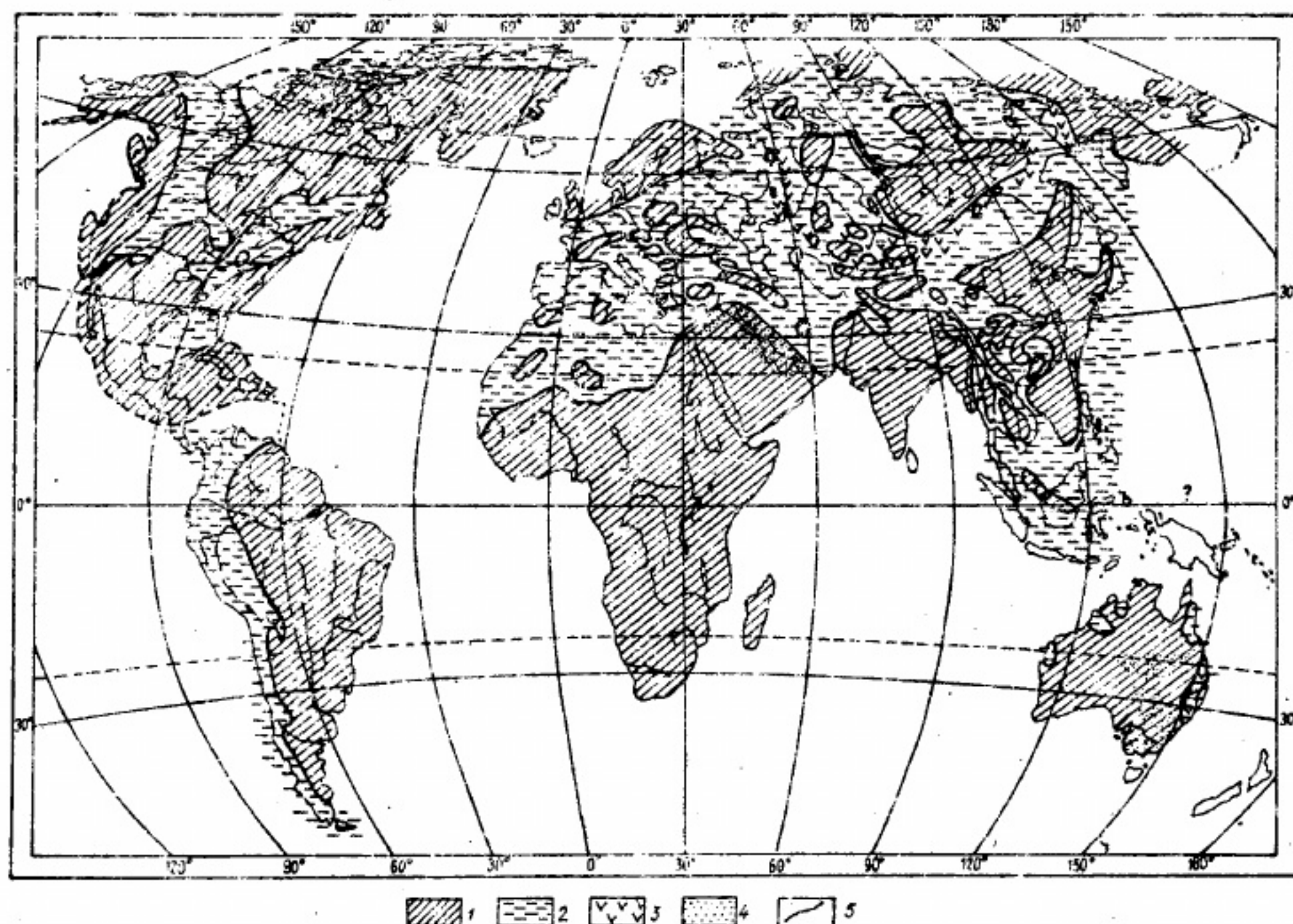
Nền Nam Trung Quốc trong kỷ Silua đã có sự chuyển động nâng hạ liên tục. Ở đầu kỷ, riềm bắc của miền nền này chịu ảnh hưởng của địa mảng Tần Lĩnh đã sụt chìm với biên độ khá lớn, hình thành trầm tích khá dày ở trung, hạ lưu Dương Tử, Hồ Bắc, Tứ Xuyên. Giữa Silua phần sụt chìm chủ yếu lại là riềm phía tây nền. Hoạt động nâng cao bắt đầu từ cuối Silua giữa và mở rộng vào Silua muộn.

NỀN SIBÊRI

So với Ođovic thì diện biển ngập của nền Sibêri trong Silua bị thu hẹp hơn. Đầu kỷ Silua, biển kiểu vịnh lớn chỉ ngập ở phía tây nền trong khu vực Tungut, bao quanh khu biển này là lục địa bằng phẳng. Trầm tích Silua ở đây chủ yếu là đá vôi và sét vôi. Trầm tích lục nguyên và tương vùng chứa muối chỉ có ở phía đông và nam của khu biển giáp với lục địa tương đối cao. Cuối Silua đại bộ phận lãnh thổ của nền trở thành lục địa, trầm tích dolomit chỉ được thành tạo ở một vài miền trung tàn dư.

Nền Đông Âu trong kỷ Silua hầu như toàn bộ là lục địa. Trầm tích Silua chỉ gặp ở rìa phía tây bắc của nền (nam Thụy Điển, Estoni) (h. 8-7), thành phần đá chủ yếu là sét vôi và sét chứa nhiều hóa thạch. Kỷ Silua là thời kỳ tiến hành quá trình biển lùi của nền, đến cuối kỷ chế độ lục địa được xác lập trên toàn bộ nền.

Nền Bắc Mỹ trong kỷ Silua cũng là một lục địa lớn nhưng bằng phẳng. Biển chỉ ngập một số vùng ở phía đông của nền, tiếp giáp với địa móng thuận Tây Apalat (h. 8-7). Thành phần trầm tích cacbonat phong phú hóa thạch Silua ở đây chứng tỏ biển nông thuận lợi cho sự phát triển sinh vật đáy. Cuối Silua biển rút khỏi nền và ở phía đông nền thành tạo trầm tích tương vùng biển trong điều kiện khí hậu khô, chứa thạch cac, muối mỏ.



Hình 8-7. Sơ đồ cổ địa lý trong Silua sớm (theo Leviski).

1. lục địa ; 2. biển ; 3. vùng núi lửa ; 4. trầm tích lục địa ; 5. ranh giới biển và lục địa.

NỀN GONVANA

Lục địa khổng lồ ở bán cầu nam trong kỷ Silua cũng chỉ sụt chìm ở những miền rìa như các kỷ trước (h. 8-7). Chịu ảnh hưởng của địa mảng kế cận, Đông Úc bị uốn nếp nâng cao nên phần phía đông của nền Úc đã bị nâng cao từ cuối Ođovic. Trầm tích Silua ở đây là một hệ tầng cuội kết dày đến 3km nằm phủ chỉnh hợp trên trầm tích Ođovic. Như vậy là phía đông của nền, miền Trung — Đông Úc, trong Paleozoi hạ bị ngập biển đến đây cũng trở thành miền nổi cao và chịu tác dụng bào mòn.

Ở bắc Ấn Độ vịnh biển Spiti vẫn tiếp tục tồn tại (h. 8-7) và hình thành trầm tích dạng biển nông giàu sinh vật đáy như cát kết, đá vôi chứa san hô và tay cuộn.

Hình thái của nền Phi châu vẫn giống như trong kỷ Ođovic, tức là chỉ bị lún chìm ở rìa phía bắc nền. Trầm tích Silua phân bố hạn chế hơn trầm tích Ođovic, thành phần đá gồm cát kết, đá phiến và đá vôi dày độ vài ba trăm mét, giàu hóa thạch ở Maroc, Sahara v.v... Như vậy so với trước thì trong Silua biển tây bắc Phi bị thu hẹp hơn. Trong thành phần của mặt cắt không gặp tilit như ở Cambri và Ođovic, đồng thời trong đá lại phong phú hóa thạch động vật đáy chứng tỏ ở đây có sự thay đổi khí hậu từ lạnh trở nên ấm áp hơn.

Diện biển ngập ở nền Nam Mỹ lớn nhất so với các địa phận khác của nền Gonyana. Biển Silua ngập rộng nền Amazon ở Braxin và Paraguay, Achantina v.v... (h. 8-7). Trầm tích Silua hạ gồm cát kết mịn và đá vôi dày đến 300m chứa nhiều hóa thạch động vật đáy. Trong Silua cũng có mặt trầm tích tilit ở phần phía tây này của nền Gonyana.

HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ

Sau chuyển động nghịch đảo bộ phận gây hiện tượng biển lùi ở cuối Ođovic, sang đầu Silua biển lại có xu thế tiến dần vào các lục địa và đạt tới mức tối đa vào giữa Silua sớm (cuối Landover). Từ cuối Silua sớm (Venloc) biển lại rút dần và đến cuối kỷ thì chế độ lục địa được xác lập trên những lãnh thổ rộng lớn, đại bộ phận các nền cỏ nổi lên khỏi mực biển. Dựa theo thành phần và độ hạt của các thành hệ trầm tích, các nhà nghiên cứu cho rằng địa hình của mặt đất trong Silua khá bằng phẳng và hoạt tính cũng yếu. Tương đá cả ở thềm lục địa và địa máng trong Silua đều chủ yếu là đá phiến, đá vôi đã xác minh cho nhận định trên. Thành phần trầm tích thô vụn chỉ phổ biến ở cuối Silua, có liên quan với những khu vực đã chịu ảnh hưởng của nghịch đảo caledoni, hình thành những địa hình chia cắt của vùng núi uốn nếp.

Hoạt động núi lửa trong kỷ Silua như ta đã biết trên kia, tập trung chủ yếu trong những khu vực địa máng như phía đông Ural, Kazactan, tây Mông Cổ, Thiệp Sơn, Nam Sơn và Côn Luân v.v... Ban đầu phần lớn là núi lửa ngầm dưới nước và sau đó, ở cuối kỷ, lại phổ biến núi lửa lục địa.

Khí hậu trong kỷ Silua có lẽ khá đồng nhất trên vỏ quả đất, điều này được phản ánh qua sự đồng nhất của thành phần, tương đá và hóa thạch của Silua ở nhiều nơi khác nhau trên vỏ quả đất. Thêm nữa, sự phổ biến rộng rãi của đá vôi ám tiêu (san hô, ruột khoang lỗ tầng) chứng tỏ tính chất khí hậu ấm đồng nhất trên vỏ quả đất khi đó.

Theo Xinhixun (1962) trong kỷ Silua khí hậu biến đổi theo hướng khô dần. Đầu kỷ có những dẫn liệu cho kiểu khí hậu ẩm như còn ít đá vôi, nhưng lại

phong phú đá phiến graptolit⁽¹⁾. Sang đến Venloc thành phần đá vôi âm tiền tăng lên đồng thời với sự xuất hiện ở nhiều nơi kiểu thành hệ bay hơi như anhidrit, thạch cao, dolomit v.v... Đến cuối kỷ Silua khí hậu khô còn thể hiện rõ nét hơn nữa. Người ta thấy bắt đầu phổ biến rộng rãi các thành hệ lục địa màu đỏ và các loại thạch cao, dolomit như ở Tungut, Thiên Sơn, Tuva, Zabaican, Côn Luân và vùng Hồ Lớn ở Bắc Mỹ v.v... Điều kiện khí hậu khô hạn ở cuối Silua đã bắt đầu cho một thời kỳ dài có khí hậu khô nóng trên phạm vi toàn thế giới ở kỷ Devon sau này.

Sự có mặt của những trầm tích tilit ở một số nơi của bán cầu nam như ở Braxin có lẽ chỉ là dấu hiệu của hoạt động sông băng trên triền núi cao.

NHỮNG NÉT LỚN VỀ HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT TRONG PALEOZOI SỚM

CHUYỂN ĐỘNG CỦA VỎ QUẢ ĐẤT

Những chuyển động của vỏ quả đất trong Paleozoi sớm chỉ là hiện tượng kế tục của những hoạt động đã bắt đầu từ trong quá khứ xa xưa. Tuy nhiên nhờ việc định tuổi địa tầng bằng phương pháp cổ sinh mà lịch sử của giai đoạn này lần đầu tiên được biết tỉ mỉ hơn so với các giai đoạn lịch sử địa chất trước.

Trong khoảng thời gian 160 triệu năm của Paleozoi sớm vỏ quả đất đã trải qua những chuyển động phức tạp trong những khu vực địa mảng và nền khác nhau.

Khu vực địa mảng

Có những địa mảng đã được hình thành từ Sini như Cuznet — Saian và bắc Grampian v.v... số khác mới được hình thành từ đầu kỷ Cambri. Con đường phát triển chung của các địa mảng ở Paleozoi sớm là từ Cambri bắt đầu hoạt động sụp võng, Ođovic là giai đoạn địa mảng sụp võng mạnh, từ cuối kỷ Ođovic quá trình nghịch đảo nâng cao chiếm ưu thế. Đến cuối Silua chế độ địa mảng kết thúc, hình thành cấu trúc caledonit nổi cao ở nhiều khu vực.

Nhìn chung kỷ Cambri là giai đoạn đầu của nhiều địa mảng, sự sụp võng của địa mảng phần lớn diễn ra một cách điều hòa, xác lập chế độ địa mảng thuần ở đại địa mảng Đại Tây Dương và nhiều khu vực của các đại địa mảng khác. Điều vừa nói không đặc trưng cho hệ địa mảng Cuznet — Saian. Ở đây chế độ địa mảng đã được xác lập từ Sini, giai đoạn cao trào của sụp võng địa mảng đã

(1) Theo ý kiến gần đây của nhiều nhà nghiên cứu bút đá phiến graptolit (bút đá) được thành tạo ở vùng ven gần cửa sông, vì trong các đá phiến đó thường rất phổ biến di tích thực vật lộ trần do sông mang ra. Theo đó sự phong phú loại đá này chứng minh cho khí hậu ẩm, mạng lưới sông suối chảy ra biển nhiều.

diễn ra ngay từ đầu kỷ Cambri. Biên độ sụp võng địa mảng trong Cambri cỡ nơi không ít hơn 7km. Đồng thời với sự sụp võng sâu là hoạt động phun trào ngầm tạo kiểu thành hệ spilit — keratofia. Cuối Cambri giữa đã diễn ra quá trình uốn nếp nâng cao, kết thúc chế độ địa mảng ở hệ địa mảng này. Đây là pha (1) kiến tạo đầu — pha salai, có ý nghĩa lớn của chu kỳ kiến tạo caledoni. Những biểu hiện của pha kiến tạo salai cũng thấy ở địa mảng Đông Úc và ở Tây Âu (pha sacdin theo Stin) v.v... nhưng ở những nơi này chế độ địa mảng chưa kết thúc mà chỉ là nghịch đảo bộ phận, sau đó địa mảng lại hoạt động kế thừa. Hoạt động của thời kỳ nghịch đảo kiến tạo này chủ yếu diễn ra trong Cambri muộn, nhưng một số nhà nghiên cứu coi tất cả các chuyển động trong khoảng thời gian từ cuối Cambri trung đến hết Ordovic sớm đều thuộc «pha» nghịch đảo salai. Cũng có ý kiến muốn coi thời kỳ nghịch đảo kiến tạo salai là một chu kỳ kiến tạo ngang hàng với các chu kỳ caledoni, hecxin v.v...

Kỷ Ordovic thuộc giai đoạn cao trào sụp võng của nhiều địa mảng. Tuy ở nhiều nơi đều có những gián đoạn hoặc không chỉnh hợp góc trong nội bộ hệ Ordovic, nhưng về cơ bản trong kỷ này quá trình sụp võng sâu là đặc trưng cho hoạt động địa mảng. Biên độ sụp võng lớn, phổ biến thành hệ spilit — keratofia chứng tỏ cao trào chuyển động âm của các địa mảng. Bề dày trầm tích Ordovic kể cả thành phần trầm tích và phun trào đạt nhiều kilomet — 5km ở địa mảng Grampian, 7—8km ở địa mảng Antai — Saian, 5km ở địa mảng Catazia, 7km ở địa mảng Đông Úc v.v... Song song với quá trình sụp võng sâu trong Ordovic, ở nhiều địa mảng cũng hình thành những cấu trúc dương — nội địa võng — dưới dạng những dải cung đảo, tạo nguồn chủ yếu của trầm tích vụn cho các võng sụp địa mảng.

Cuối kỷ Ordovic chuyển động chung của vỏ quả đất ở địa mảng lại đổi chiều và bắt đầu một thời kỳ nâng cao lớn thứ hai trong chu kỳ kiến tạo caledoni — pha tacon. Thời kỳ nghịch đảo này diễn ra sớm muộn khác nhau ít nhiều ở các địa mảng khác nhau, từ Ordovic muộn đến hết Silur sớm. Pha nghịch đảo kiến tạo tacon được xác lập đầu tiên dựa vào nghiên cứu ở Bắc Mỹ (núi Taconic), nhưng biểu hiện của pha này hiện nay được biết rõ nhất ở đai địa mảng Uran — Mông Cổ. Trong các khu vực uốn nếp Cocsetap — Kiecghi và

(1) Khái niệm đầu tiên về pha kiến tạo (pha uốn nếp, tạo núi) được Obinhi và Eli đơ Bômông (Orbigny, Elie de Beaumont) xác lập ở thế kỷ trước. Đầu thế kỷ này Stin xác lập nhiều pha tạo núi và xác định rằng hoạt động tạo núi đã xảy ra đồng thời, trong khoảng thời gian ngắn (theo từng pha) trên vỏ quả đất. Quan niệm này của Stin nhanh chóng được thừa nhận và phổ biến trong văn liệu địa chất. Thành tựu của khoa học địa chất trong mấy chục năm qua không xác nhận quan niệm của Stin. Các pha uốn nếp mà Stin xác định là diễn ra đồng thời thực ra đã diễn ra trước sau khác nhau ở những khu vực khác nhau. Trong thực tế của lịch sử vỏ quả đất đã có nhiều thời kỳ tập trung nhiều hoạt động nghịch đảo, uốn nếp. Ngày nay pha uốn nếp được sử dụng như thời kỳ hoạt động nghịch đảo kiến tạo uốn nếp đó.

Antai (Liên Xô) hoạt động nghịch đảo kiến tạo này đã, về cơ bản, kết thúc chế độ địa mảng của khu vực vào cuối Ođovic (h. 5.8). Cấu trúc uốn nếp khép kín địa mảng được hoàn thành trong thời kỳ nghịch đảo tacon cũng thể hiện ở các riềm bắc và nam của khu vực địa mảng Côn Luân — Tần Lĩnh (Trung Quốc) (h. 7-7 và 8-5). Những biểu hiện của pha tacon cũng thể hiện rõ ở các địa mảng Đông - Bắc Mỹ, Grampian, Tây Âu, Uran — Thiên Sơn, Đông Úc v.v...

Kỷ Silua được coi là giai đoạn cuối của hoạt động địa mảng trong chu kỳ kiến tạo caledoni. Trong nhiều địa mảng, từ đầu kỷ Silua, sau khi xảy ra hoạt động kiến tạo tacon, tuy chế độ địa mảng chưa kết thúc nhưng đã hình thành những cấu trúc dương trên những diện tích rộng lớn của địa mảng. Nói chung hoạt động sụp võng của địa mảng ở Silua so với ở Ođovic thì rút giảm hơn nhiều. Trong nhiều địa mảng hoạt động phun trào đã tắt và bắt đầu thời kỳ rầm rộ của hoạt động xâm nhập axit. Quá trình sụp võng địa mảng ở Silua diễn ra song song với quá trình mở rộng của cấu trúc nâng cao và mang tính chất «dập dình». Tính chất này thể hiện rõ trong sự thành tạo các thành hệ flit và sự xuất hiện nhiều gián đoạn, không chỉnh hợp địa phương trong mặt cắt Silua ở nhiều khu vực khác nhau. Hoạt động sụp võng và nâng cao đồng thời, xen kẽ nhau càng về sau càng thay đổi theo chiều hướng tra trệ dần của hoạt động nâng cao. Cuối kỷ Silua là thời kỳ nghịch đảo caledoni chính thức, ở một số nơi thời kỳ nghịch đảo này đã khép kín hoàn toàn địa mảng như hệ địa mảng Grampian, phần bắc của địa mảng Đông - Bắc Mỹ, Groenlen, Đông Úc.

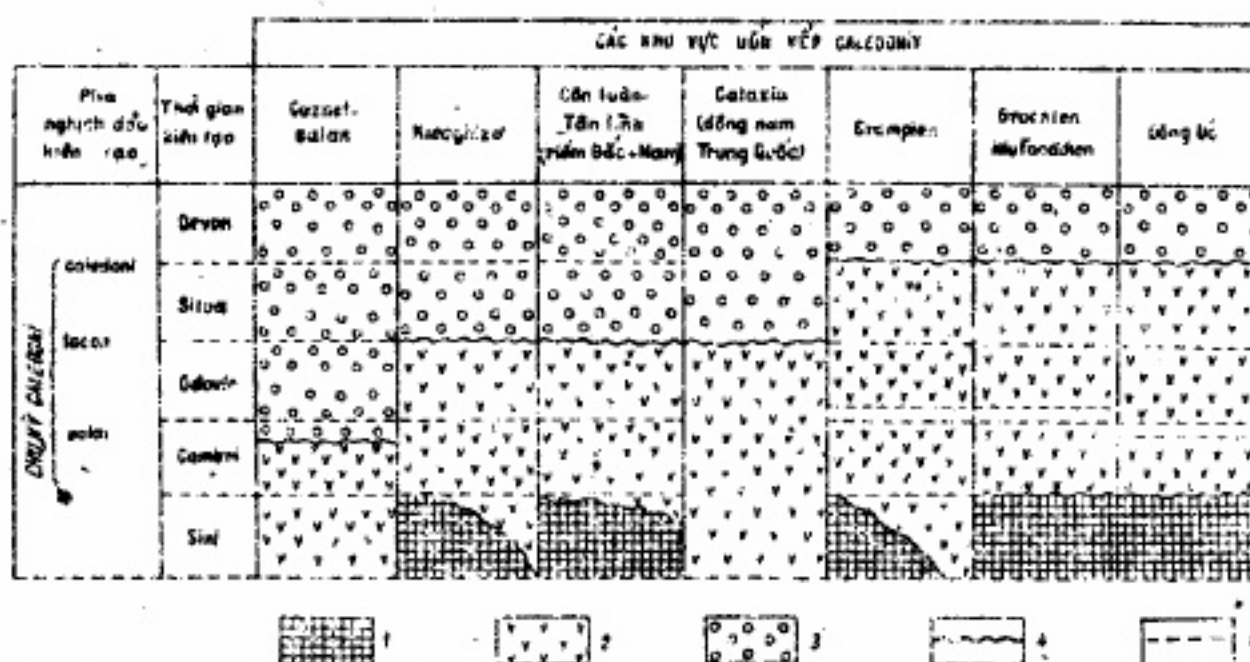
Ba pha nghịch đảo salai, tacon và caledoni đã đưa đến hình thành những hệ thống uốn nếp Paleozoi hạ, gọi chung là cấu trúc caledonit. Cấu trúc núi uốn nếp caledonit trên vỏ quả đất thể hiện rõ ở Niu Faodolen (đông bắc Mỹ), Groenlen, tây bán đảo Scandina, Anh và Airolen, vùng Kiecghi, Sajan, Antai, Cuznet (Liên Xô), bắc và nam Côn Luân — Tần Lĩnh, đông nam Trung Quốc (Catazia), Đông Úc. Quá trình hình thành các thành hệ địa mảng, các thành hệ sau nghịch đảo kết thúc địa mảng của một số khu vực caledonit thể hiện ở sơ đồ sau đây (h. 8-8).

Tiến trình hoạt động địa mảng ta vừa nêu trên đặc trưng cho những khu vực đã kết thúc chế độ địa mảng trong chu kỳ caledoni. Ở những địa mảng khác thuộc cấu trúc hecxinit, anpit v.v... có tiến trình khác hơn. Trong Paleozoi sớm các địa mảng này đều có chuyển động âm — sụp chìm. Một số theo chế độ địa mảng thuần như tây Uran, tây của Nam Mỹ, phần rìa nền của địa mảng đông và tây của Bắc Mỹ v.v... Số khác sụp võng sâu hơn theo chế độ địa mảng thực thụ như đông Uran, Thiên Sơn, đới ngoài của các địa mảng Tây và Đông-Bắc Mỹ v.v... Hoạt động nghịch đảo kiến tạo caledoni hoặc thể hiện yếu như phần tây đại địa mảng Địa Trung Hải, hoặc không ảnh hưởng gì đến quá trình sụp võng của các địa mảng này.

Khu vực nền

Trong Paleozoi sớm nền cũng có hoạt động chìm và bị biến ngáp ở những mức độ khác nhau. Chuyển động hạ chìm và biến trún vào các nền, cũng như

chuyển động nâng của nền — biến rút, rõ ràng có mối liên quan chặt chẽ với chuyển động cùng chiều ở các địa mảng kề cận. Khác với quan niệm cân bằng trong chuyển động của nền và địa mảng do Ốc (E. Haug) đề xuất và khá phổ biến ở Tây Âu trước đây ⁽¹⁾, trong thực tế lịch sử khi địa mảng kề cận sụp võng thì nền cũng bị hạ chìm và ngược lại.



Hình 8-8. Sơ đồ phân bố các thành hệ địa mảng caledonit

1. móng; 2. thành hệ địa mảng; 3. thành hệ sau địa mảng; 4. bất chỉnh hợp (nghịch đảo) kết thúc địa mảng; 5. nghịch đảo bộ phận.

Từ Cambri nhiều nền bắt đầu quá trình hạ chìm như rìa tây bắc của nền Đông Âu, nền Sibêri, Trung Quốc v.v...

Mức độ hạ chìm lớn nhất trong Paleozoi sớm là nền Trung Quốc và Sibêri. Tổng bề dày trầm tích Paleozoi hạ ở nền Trung Quốc tới hơn 4km, nền Sibêri — gần 3km. Các nền Đông Âu, Bắc Mỹ tuy cũng bị kéo chìm dưới đáy biển ở những mức độ khác nhau về diện tích trong các kỷ nhưng tốc độ lún chìm rất nhỏ, tích đọng các trầm tích tương biển nông, giàu di tích sinh vật đáy. Bề dày trầm tích Paleozoi hạ ở những nền này nói chung chỉ kể bằng hàng trăm mét.

Khối nền khổng lồ Gonvana ở bán cầu nam cũng chỉ hạ chìm ở rìa những địa mảng Đông Úc, Địa Trung Hải (bắc Ấn Độ, Bắc Phi) và ở Nam Mỹ.

Quá trình nâng hạ của nền trong Paleozoi sớm không nhất thiết bám sát từng bước hoạt động của địa mảng, vì chúng còn chịu ảnh hưởng của những hoạt động nội lực khác. Sự sụp chìm của nền Braxin ngoài ảnh hưởng của địa mảng ra chắc rằng còn liên quan với những hoạt động khác của vỏ quả đất.

Cuối Paleozoi sớm, cùng với xu thế chuyển động dương của vỏ quả đất, biển cũng dần dần rút ra khỏi các nền.

(1) Ốc (E. Haug) đề xuất quy luật cân bằng hay còn gọi là quy luật Ốc: khi ở địa mảng uốn nếp nâng cao thì theo luật đẳng tĩnh nền bị sụp chìm và ngược lại. Hiện tượng này có xảy ra ở vài nơi. Tư liệu phong phú về hoạt động của nền và địa mảng không xác nhận tính tổng quát của quy luật Ốc.

Những khu vực cấu trúc baicalit. Ngoài các nền cổ có móng uốn nếp Tiền Sini, trong Paleozoi sớm còn có những khu vực đã kết thúc chế độ địa mảng sát trước Cambri — trong Sini. Đó là những khu vực cấu trúc baicalit bắt đầu tham gia vào hoạt động của nền.

Cấu trúc baicalit trên thế giới thường nằm thành những dải không rộng lắm ven các nền cổ hoặc gần các khối cấu trúc trước baican thành các khối nền (h. 5-1). Một số vùng cấu trúc baicalit lại chịu hoạt động địa mảng tái phát hoặc kế thừa ở các chu kỳ kiến tạo sau.

Trong phạm vi lục địa Âu — Á có năm khu vực baicalit là: 1) Timan — Peso ở rìa đông bắc của nền Đông Âu; 2) Baican — Ienisei ở rìa tây, nam và đông nam của nền Sibêri (h. 6-8); 3) Trung — Triều nằm ở rìa bắc của nền Bắc Trung Quốc; 4) Aravali — Xây Lan ở rìa tây và tây bắc khối nền Ấn Độ và 5) Arabi ở rìa đông bắc nền Phi.

Trong Paleozoi sớm, lúc đầu phần lớn những khu vực này đều là núi cao chịu tác dụng bào mòn và là nguồn cung cấp vật liệu trầm tích vụn cho các khu vực địa mảng hoặc nền chìm hạ kế cận. Cũng có những vùng sụp nội địa trầm đọng vật liệu trầm tích thô vụn như ở khu vực Baican — Ienisei.

Trầm tích phủ nền sau baican rất khác nhau tùy từng khu vực. Phổ biến nhất là trầm tích lục địa màu đỏ hoặc dolomit tương vụn, vịnh biển (Timan — Peso và Baican — Ienisei), trầm tích cacbonat ở Trung — Triều, Timan — Peso.

Điểm chung của hoạt động của các khu vực baicalit trong Paleozoi sớm là không có những biến động lớn, không nơi nào trong mặt cắt có thành phần đá phun trào.

ĐIỀU KIỆN KHÍ HẬU TRONG PALEOZOI SỚM

Tuy tư liệu địa chất không nhiều để xác định điều kiện khí hậu trong Paleozoi sớm một cách chi tiết, nhưng có những dẫn liệu rất đặc trưng để ta có thể nắm được những nét điển hình của khí hậu của Paleozoi sớm.

Trước hết trong trầm tích Cambri có nhiều dẫn liệu chứng tỏ một điều kiện khí hậu nóng và khô. Đó là thạch cao, muối mỏ, dolomit và trầm tích màu đỏ phân bố theo một dải rộng không liên tục từ Arabi và Irăng qua đông Sibêri đến Canada. Không nghi ngờ gì trong Cambri đã có một đới khí hậu khô ấm dọc theo dải phân bố các trầm tích đặc trưng đó. Hai phía của đới khí hậu khô nóng này là hai dải ứng với điều kiện khí hậu nóng ẩm, phân bố các trầm tích mangan và quặng sắt, boxit.

Xa hơn về phía nam lại xuất hiện điều kiện khí hậu khô nóng trên đại lục Gôngva. Đó là trầm tích lục địa màu đỏ, cát kết chứa thạch cao ở Ấn Độ và dấu vết khe nứt khô hạn trong trầm tích vôi trắng cả tuổi Cambri ở Úc.

Điều kiện khí hậu giá lạnh được xác nhận do có mặt tilit trong trầm tích Cambri ở Nam Mỹ và tây bắc Phi.

Trong Ođovic và Silua cũng có sự phân đới khí hậu tương tự như trong Cambri. Đới khí hậu khô nóng được xác nhận qua sự phân bố trầm tích màu đỏ và chứa muối, thạch cao từ Pribaltic qua đông Sibêri và Canada, Bắc Mỹ. Hai bên của đới khô, vừa nói là đới khí hậu ẩm, phổ biến trầm tích cacbonat chứa phong phú động vật không xương sống thích nghi điều kiện ẩm áp. Những dẫn liệu về khí hậu giá lạnh là sự nghèo nàn hóa thạch sinh vật và có mặt tilit trong mặt cắt Ođovic và Silua ở Bắc Mỹ, Nam Phi và cả ở Tân Lĩnh nữa.

Tóm lại trong Paleozoi sớm đã có sự phân đới khí hậu ẩm và lạnh, khô hạn và ẩm. Chưa có thể vạch ranh giới chính xác của các đới khí hậu, xác định đúng đắn nguyên nhân của sự thay đổi điều kiện khí hậu. Tuy cũng đã có giả định về vị trí của địa cực, xích đạo trong Paleozoi sớm khác với hiện nay, như một địa cực ở vùng vịnh Ghinê, nhưng để có những kết luận xác đáng cần có nhiều tư liệu đảm bảo hơn.

KHOÁNG SẢN CÓ ÍCH

So với các giai đoạn lớn khác trong lịch sử địa chất thì trầm tích Paleozoi hạ không phong phú khoáng sản.

Liên quan với trầm tích Cambri có các khoáng sản muối mỏ và dầu mỏ trong các thành hệ kiểu nền. Các thành hệ địa móng Cambri chứa fotforit, mangan trầm tích và sắt, atbet v.v... đi kèm theo hoạt động xâm nhập.

Các thành hệ nền của Ođovic và Silua chứa đá phiến dầu, dầu mỏ, fotforit và muối mỏ (Đông Âu, nền Bắc Mỹ). Khoáng sản kim loại như đồng, sắt, crôm, niken, bạch kim và phi kim loại như atbet, tan, đá quý (ngọc bích) liên quan với hoạt động macma phun trào và xâm nhập.

Chương 9

KỶ DEVON

Devon là kỷ thứ tư của nguyên đại Paleozoi, thời gian của kỷ kéo dài khoảng 60 triệu năm. Tên của hệ Devon do hai nhà địa chất người Anh là Murchison và Sedgwick (Murchison, Sedgwick) dùng để chỉ loạt trầm tích ở vùng Devonshire (nam nước Anh). Tuy nhiên ở nam nước Anh trầm tích Devon chủ yếu là tương lục địa, việc phân chia địa tầng rất khó, vì thế các nhà địa chất

đã dựa vào trầm tích tương đương ở Tây Âu (Đức và Bỉ) để phân chia địa tầng của hệ.

Hiện nay người ta phân chia hệ Devon làm ba thống, mỗi thống có hai hoặc ba bậc như sau :

Devon thượng	Famen (theo địa danh Fanene ở Bỉ) Frasni (theo địa danh Frasné ở Bỉ)
Devon trung	Givet (theo địa danh Givet ở núi Acden) Eifen (theo địa danh Eifel ở Đức) (=Cuvin, theo địa danh Couvin ở Bỉ) (1)
Devon	Emsi (theo địa danh Ems ở Đức) Siegen (theo địa danh Siegen ở Đức) Gedin (theo địa danh Gediné ở Bỉ)

Việc phân chia địa tầng Devon hạ hiện nay còn có nhiều ý kiến chưa hoàn toàn thống nhất giữa các nhà nghiên cứu. Ranh giới giữa Devon và Silua cũng chưa giải quyết hoàn toàn thỏa đáng. Cách phân chia Devon hạ của Tiệp Khắc hiện nay cũng được chọn làm kiểu phụ chuẩn gồm các bậc Lochkop, Praga, Zlikhop.

THẾ GIỚI SINH VẬT

Quá trình uốn nếp, tạo núi caledoni đã làm thay đổi nhiều về điều kiện địa lý tự nhiên nên thế giới sinh vật đã có nhiều biến đổi lớn. Sự kiện quan trọng bậc nhất về sự biến đổi thế giới sinh vật trong kỷ Devon là sự xuất hiện động vật và thực vật trên cạn. Các nhóm động vật khác đều có những biến đổi lớn, trong kỷ Devon, một nhóm động vật có xương sống đặc biệt phát triển và đa dạng là các loại cá cổ. Sự phát triển phong phú và đa dạng của cá cổ đã khiến có nhà nghiên cứu gọi tên kỷ Devon là kỷ của cá.

Có ý nghĩa nhất đối với địa tầng Devon là hóa thạch của các ngành ruột khoang, tay cuộn và một số đại biểu của lớp chân đầu. Các đại biểu có ý nghĩa

(1) Tuy tên gọi Eifen được thông dụng để chỉ bậc thứ nhất của thống Devon trung, nhưng về nguồn gốc cũng như về nội dung địa tầng của Eifen không chính xác, nó lại cũng ra đời sau so với chuyên từ Cuvin. Theo khái niệm ban đầu Eifen ứng với một khối lượng của Devon trung và cả một phần của bậc Frasné nữa.

lớn trong kỷ Silua như bút đá, bọt ba thù v.v... sang Devon không còn vai trò gì lớn (bọt ba thù) hoặc gần như bị tiêu diệt hoàn toàn (bút đá).

Ruột khoang (h. 9-1)

Các đại biểu của ngành ruột khoang rất phát triển trong kỷ Devon, nhiều nơi chúng tạo thành những đá vôi âm tiêu lớn như ở Bỉ và ở Úc.

Ruột khoang lỗ tầng tiếp tục phát triển trong kỷ Devon, chúng cũng đóng vai trò nhất định trong địa tầng và có vai trò lớn trong việc tạo đá. Các giống phổ biến nhất trong Devon là *Amphipora*, *Actinostroma*.

San hô vách dày cũng tiếp tục phát triển và có ý nghĩa địa tầng lớn. Ở Devon hạ và phần đầu của Devon trung có ý nghĩa nhất là các đại biểu của Favositidae, còn ở Devon trung và Devon thượng là Alveolitidae. Các giống hay gặp là *Favosites*, *Thamnopora*, *Alveolites*, *Calapora*.

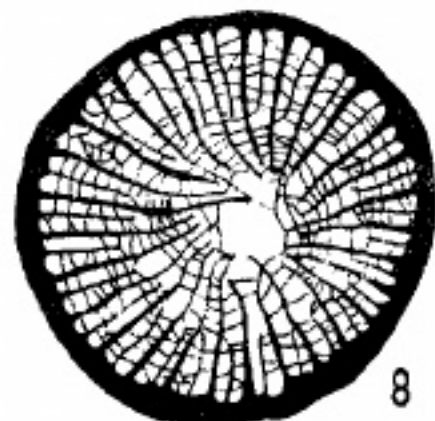
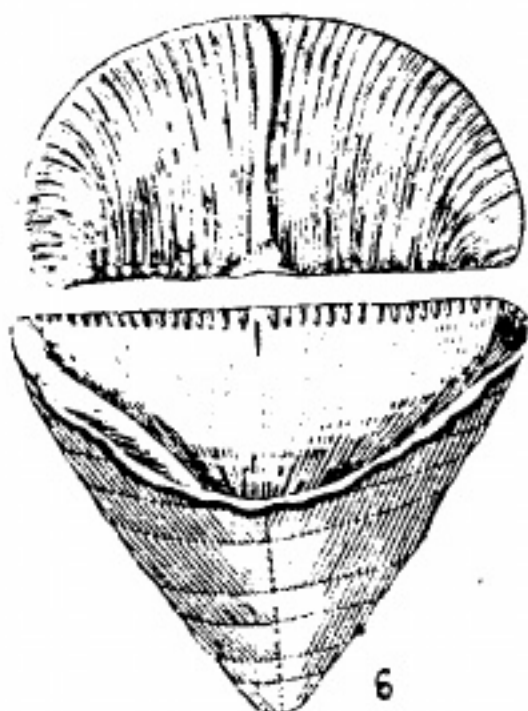
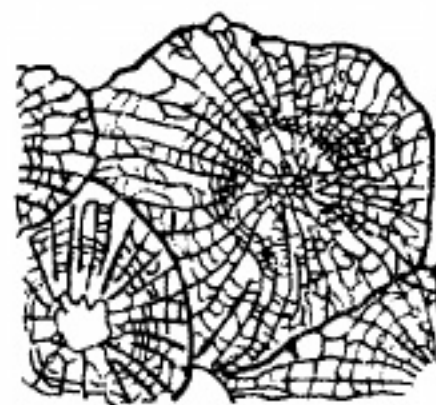
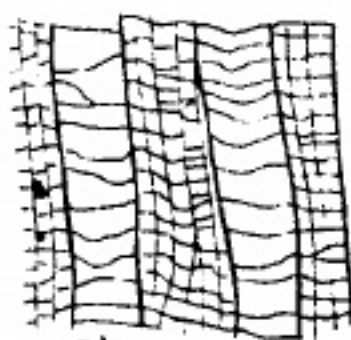
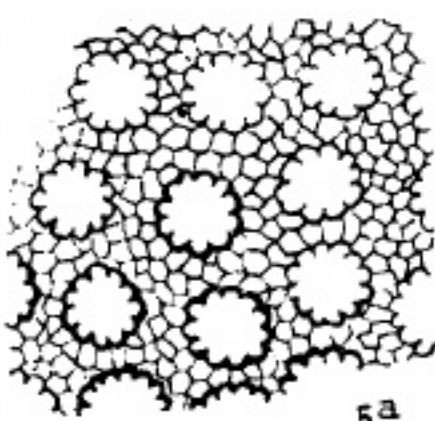
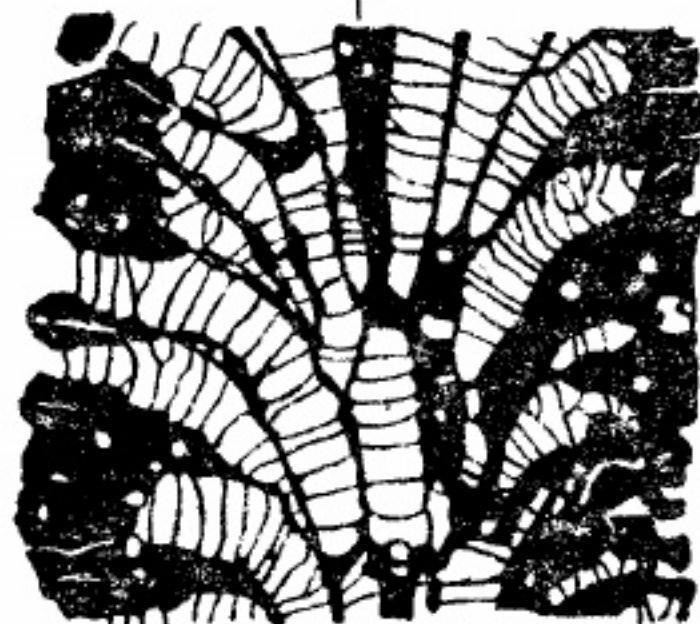
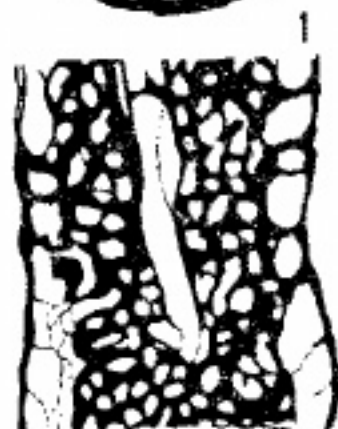
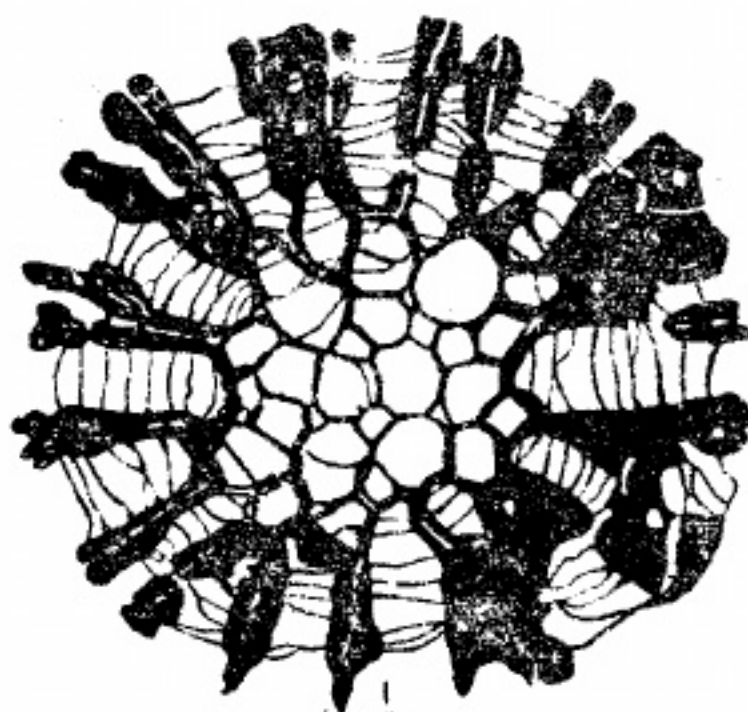
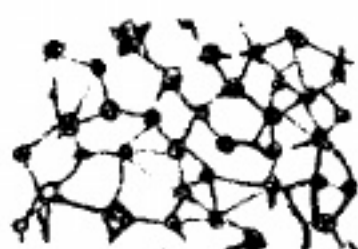
San hô bốn tia. Có thể nói san hô bốn tia đạt tới mức phát triển cực kỳ phong phú và đa dạng trong kỷ Devon. Chúng thuộc nhóm san hô hai đời. Các giống hay gặp là *Tryplasma*, *Calceola*, *Hexagonaria*, *Phillipsastraca*, *Macgeea*, *Thamnophyllum*.

Nếu đem các đại biểu ngành ruột khoang của Devon so với Silua chúng ta thấy một mặt ruột khoang của Devon tiếp tục phát triển những nhóm cơ bản từ Silua chuyển sang, mặt khác ruột khoang Devon cũng có nhiều đổi mới. Một số các đại biểu của Silua đã bị tiêu diệt hoặc mất ý nghĩa, như những đại biểu cổ của san hô vách dày, và xuất hiện hàng loạt những đại biểu mới đặc trưng cho Devon. Ruột khoang Devon có ý nghĩa địa tầng khá lớn, dựa vào hóa thạch của chúng người ta đã phân chia địa tầng Devon khá tỉ mỉ, nhất là đối với các trầm tích cacbonat hoặc sét cacbonat như ở Uran, Bỉ v.v... Vedekin (Wedekind) đã dựa vào san hô bốn tia phân chia địa tầng Devon trung ở Đức làm 7 đời liên tiếp nhau. Ở Việt Nam và nam Trung Quốc ruột khoang cũng có vai trò lớn đối với địa tầng, nhất là đối với các trầm tích thuộc phần trên của Devon trung.

Vai trò tạo đá của ruột khoang cũng lớn, trên thế giới cũng như ở Việt Nam. Đặc biệt trong các trầm tích Givet, các đại biểu của *Amphipora* đã hình thành những tầng đá vôi khá dày ở Việt Nam. Những tầng đá vôi này có mặt ở rất nhiều nơi mà trước kia người Pháp đã nhận thấy và họ gọi là «đá vôi *Amphipora*» như ở Kinh Môn (Hải Hưng), thượng lưu sông Đà (vùng Nậm Pía — Lai Châu), vùng Hạ Lang (Cao Bằng) v.v...

Tay cuộn (h. 9-2)

Các đại biểu của ngành tay cuộn rất phong phú và đa dạng, chúng đã trở thành một nhóm đóng vai trò chủ chốt trong động vật đáy của các biển Devon, các mảnh vỏ của chúng cũng đóng vai trò lớn trong việc hình thành một số đá vôi. Phát triển phong phú nhất là các đại biểu của Spiriferidae, Strophomenaceae, Rhynchonellaceae v.v... đến cuối kỷ các đại biểu của Productida bắt đầu phát triển.



Các đại biểu của Spiriferida chiếm một tỉ lệ rất lớn trong tay cuộn Devon. Nhiều giống đã trở thành hóa thạch đặc trưng như các giống *Hysterolesites*, *Euryspirifer*, *Acrospirifer*, *Emmanuella*, *Mucrospirifer*; *Strophomenaceae* với các giống *Stropheodonta*, *Schellwienella* và *Rhynchonellida* với các giống *Uncinulus*, *Camarotoechia*.

Ngoài ra, các giống thuộc các nhóm khác cũng có vai trò lớn trong địa tầng như *Schizophoria*, *Stringocephalus* (với loài đặc trưng cho bậc Givet: *Stringocephalus burtini* DeFr.), *Devonoproductus*.

Sự phát triển phong phú và đa dạng của động vật tay cuộn có ý nghĩa rất lớn cho việc nghiên cứu địa tầng và cổ địa lý.

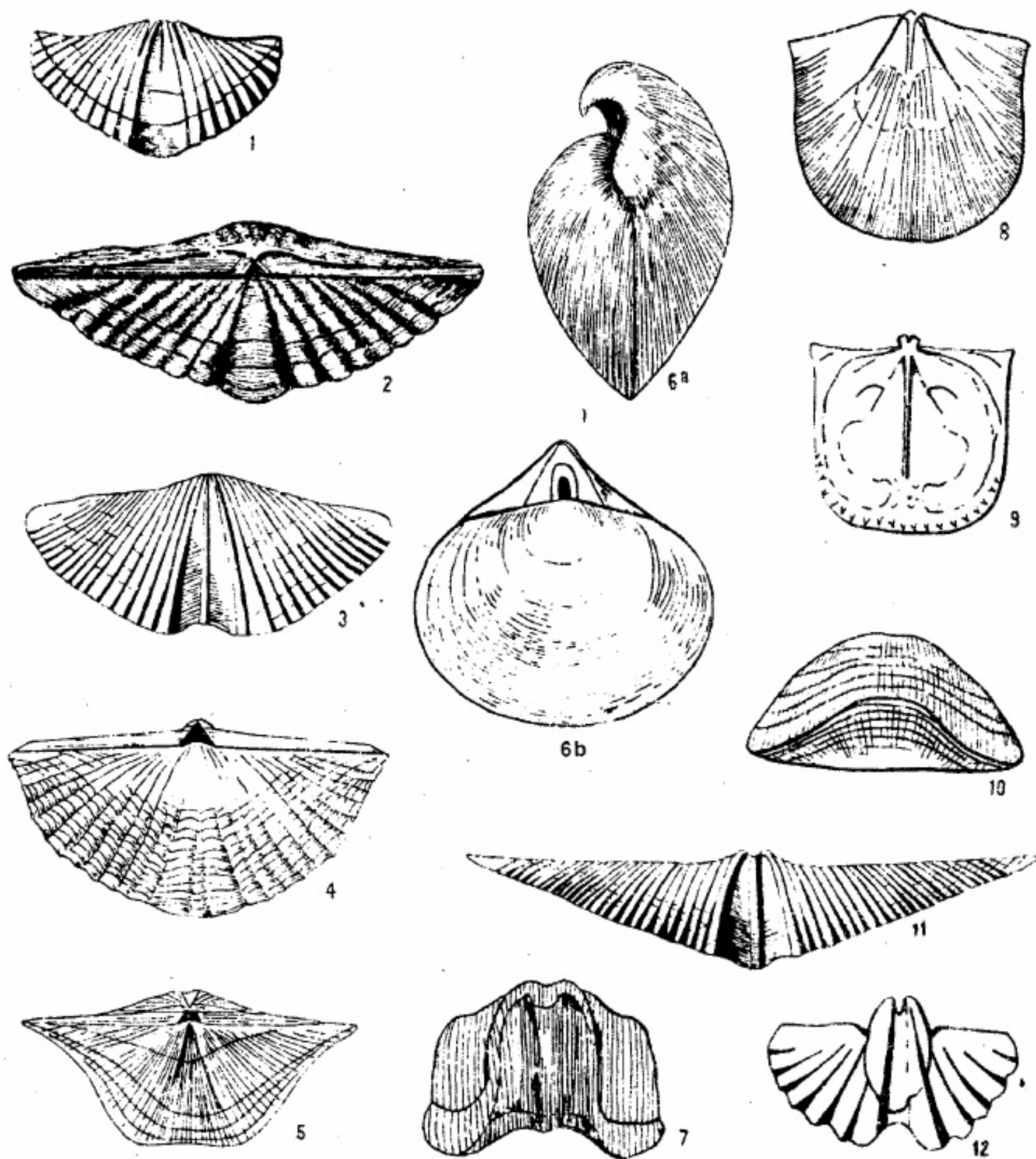
Thân mềm (h. 9-3)

Trong kỷ Devon động vật thân mềm có mặt các đại biểu của các lớp chính: chân bụng, chân riu, chân đầu. Chỉ có các đại biểu của lớp chân đầu là có ý nghĩa lớn đối với địa tầng, còn lớp chân riu ý nghĩa địa tầng kém hơn, lớp chân bụng còn ít ý nghĩa hơn nữa. Nếu như các hóa thạch tay cuộn đóng vai trò lớn trong việc phân chia địa tầng của tương biến cạn thì các đại biểu lớp chân đầu lại có ý nghĩa quyết định đối với địa tầng của trầm tích tương biến sâu.

Trong kỷ Devon nhóm Goniatites của lớp chân đầu có sự tiến hóa khá nhanh. Như chúng ta đã biết sự tiến hóa của Goniatites bắt đầu từ Nautiloidea bằng con đường phức tạp hóa dần vách giữa các phòng, thể hiện ở đường thùy yên. Điều đáng chú ý nhất là trong kỷ Devon đã xuất hiện ba nhóm Goniatites, ba nhóm này kế tiếp nhau liên tục và một phần cũng sống đồng thời. Mối liên hệ giữa các nhóm này người ta chưa có thể làm sáng tỏ. Nhóm thứ nhất phát triển chủ yếu ở Devon sớm và Devon giữa, chúng có đường thùy yên rất đơn giản, chỉ có một hoặc hai thùy. Các giống điển hình của nhóm này là *Anarcestes*, *Agoniatites*, *Tornoceras*. Nhóm thứ hai xuất hiện từ đầu Devon muộn, chúng song song tồn tại với các đại biểu cuối cùng của nhóm thứ nhất, đó là các đại biểu của Gephyroceratidae với dạng vỏ ôm vòng, đường thùy yên phức tạp. Các giống điển hình gồm *Gephyroceras*, *Mantloceras*, *Timanites*. Nhóm thứ ba xuất hiện vào giữa Devon muộn, đó là nhóm Clymene gồm các giống điển hình như *Clymenia*, *Acanthoclymenia*. Các đại biểu của nhóm thứ ba này bị tiêu diệt một cách nhanh chóng đột ngột vào cuối Devon đầu Cacbon.

← Hình 9-1. Hóa thạch ruột khoang Devon

1. *Amphipora ramosa* (Phillips); 2. *Actinostroma clathratum* Nicholson; 3. *Thamnopora rigida* Sokolov, mặt cắt dọc và ngang; 4. *Alveolites suborbicularis* Lamarck; 5. *Heliolites perosus* (Goldf.); 6. *Calceola sandalina* Lamarck; 7. *Hexagonaria hexagona* (Goldf.); 8. *Neostriogophyllum ultimum* Wedekind; 9. *Peneckiella achanaensis* Soshkina.



Hình 9-2. Hóa thạch tay cuộn Devon

1. *Hysterolites hystericus* Schloth.; 2. *Euryspirifer speciosus* Schloth.; 3. *Acrospirifer pelliga* Vern. et Arch.; 4. *Mucrospirifer bouchardi* Murchison; 5. *Cyrtospirifer verneuilli* Murchison; 6. *Stringocephalus burtini* Defr.; 7. *Uncinulus orbignyi* (Verneuill); 8. *Schellwienella umbraculum* Schloth.; 9. *Devonoproductus walcotti* Fenton et Fenton; 10. *Schizophoria striatula* Schloth.; 11. *Euryspirifer paradoxus* Schloth.; 12. *Acrospirifer primapvus* Steininger.

Nghiên cứu kỹ động vật Goniatites người ta có thể thấy rõ con đường di cư của chúng. Theo ông bà Termier (Termier H. và Termier G.) trong Devon có thể theo dõi được sự di cư của chúng từ Bantic qua Timan, Uran rồi từ đây có hai tuyến. Một tuyến từ Uran qua vùng địa mảng Kievgi, Kuzbat và nối với địa mảng Himalaya, Catazia (Trung Quốc) và cuối cùng là Tây Úc. Tuyến thứ hai từ phía bắc Uran các Goniatites qua phía bắc Sibêri (hạ lưu sông Khatanga, Kolyma), bắc eo-Bering rồi qua Bắc Mỹ (lưu vực sông Mackenzi, cho tới vùng bang Niu Yóc).

Cá giáp (Ostracodermi) và lưỡng cư cổ (h. 9-4)

Cá giáp và cá nói chung đóng một vai trò lớn trong thế giới sinh vật Devon. Song song với cá giáp phát triển cả cá xương, cá sụn và cá có phổi, nhưng đặc trưng nhất đối với Devon vẫn là cá giáp. Đây là loại cá cổ xưa đã hoàn toàn bị tiêu diệt, đặc điểm của chúng là trên phần đầu ngực của con vật có lớp giáp cứng bao phủ như ở các giống *Pterichtys*, *Coccosteus*, *Cephalaspis*.

Đặc biệt trong kỷ Devon phát triển nhóm cá cánh mấu (*Crossopterygii*). Nhóm cá này có cấu tạo rất đặc trưng, bộ vây ngực và vây bụng của chúng có phần cơ khỏe làm chỗ tựa cho các tia vây. Cấu tạo này tương tự như cấu tạo cơ của các chi ở động vật bốn chân. Nhờ cấu tạo này mà con vật có khả năng trườn trên cạn. Người ta cho rằng cá cánh tia là tổ tiên của các động vật có xương sống trên cạn đầu tiên.

Những động vật có xương sống trên cạn đầu tiên thuộc nhóm đầu giáp (Stegocephalia) của lớp lưỡng cư. Bản thân lớp lưỡng cư đã cho ta hình ảnh chuyển tiếp từ động vật dưới nước lên động vật trên cạn. Những đại biểu của nhóm đầu giáp còn có cấu tạo bộ xương rất gần gũi với cá cánh tia. Thực tế người ta cũng có thể gọi là « cá có bốn chân » do cấu tạo sơ đẳng của cơ thể của chúng. Những cấu tạo nguyên thủy đó thể hiện rõ trong dạng của vòm sọ, trong cấu tạo thái dương, vị trí hố mũi v.v..

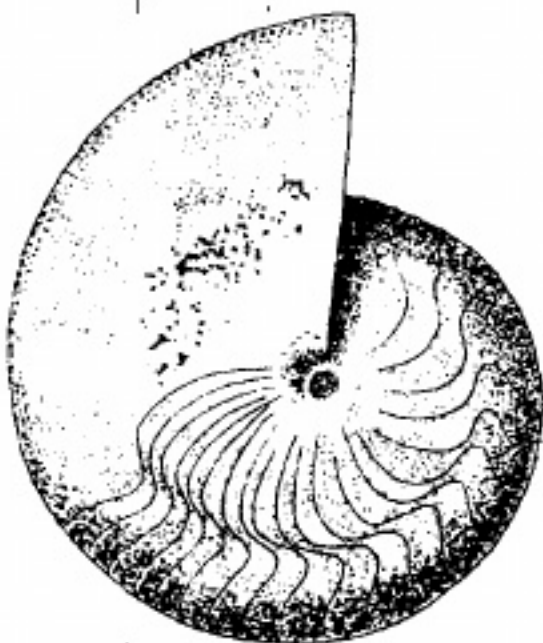
Ngoài những nhóm động vật kể trên kia những nhóm sau đây có ý nghĩa hạn chế hơn.

Da gai. Các đại biểu của Cystoidea, Blastoidea rất phong phú ở Ordovic — Silur tới Devon chỉ còn đóng vai trò thứ yếu vì đã bị tiêu giảm rất nhiều và đang trên đường tiêu diệt. Trong khi đó các đại biểu của Crinoidea phát triển rất phong phú, các đốt thân của chúng rất hay gặp trong các trầm tích Devon nhất là trong đá cacbonat. Trong những năm gần đây các công trình nghiên cứu của Yeltirseva và Đubatolova đã cho phép ta có thể sử dụng có hiệu quả hóa thạch các đốt thân Crinoidea vào việc phân chia địa tầng.

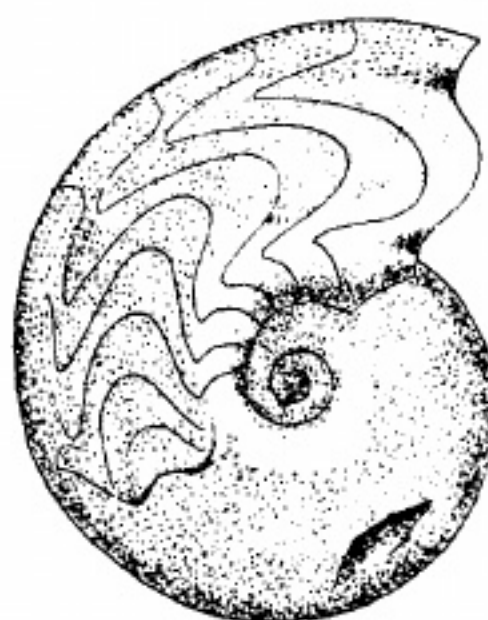
Bọ ba thùy. Sang kỷ Devon hóa thạch bọ ba thùy giảm ý nghĩa, nhưng một số trong chúng cũng có vai trò trong địa tầng, trước hết là đại biểu của họ Phacopidae. Các giống *Phacops*, *Dechenella*, *Dalmanites* cũng gặp trong trầm tích Devon ở Việt Nam.



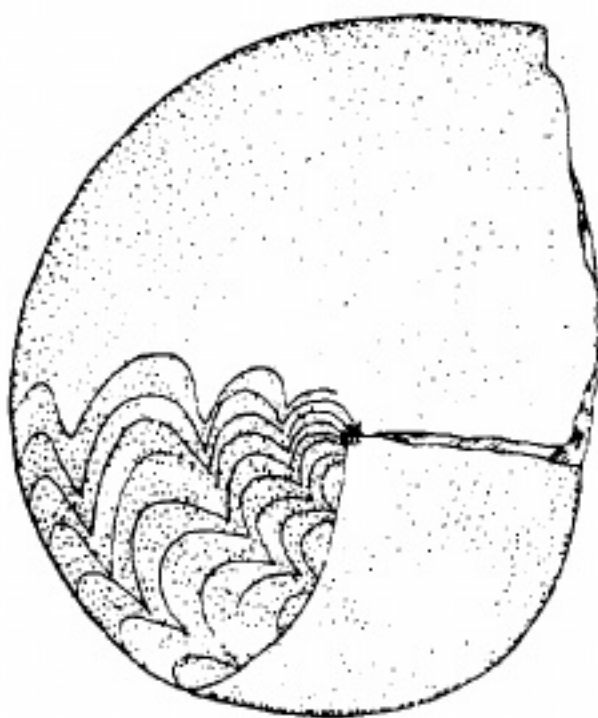
2



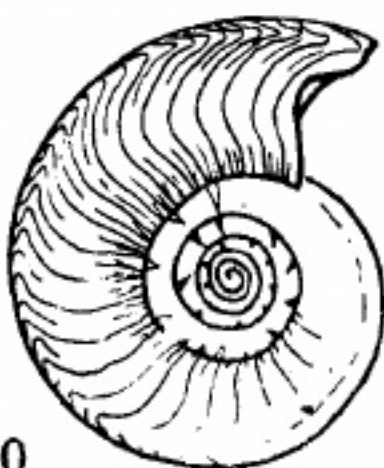
3



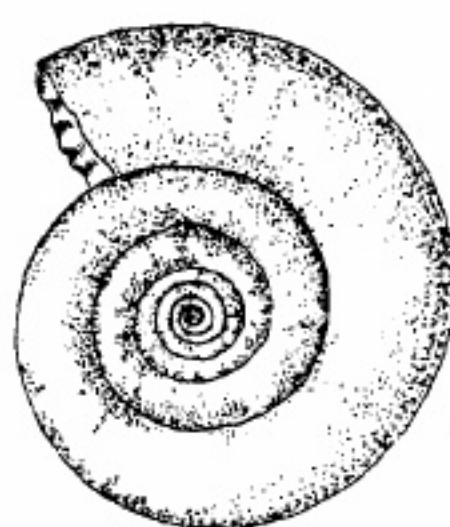
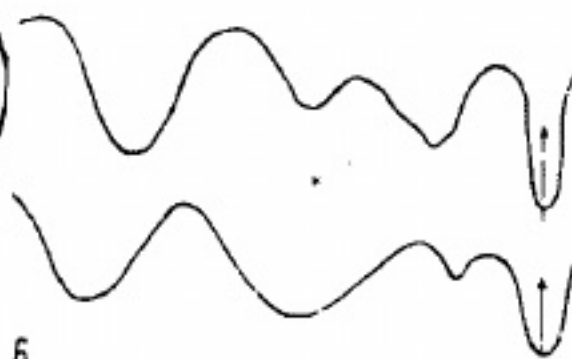
4



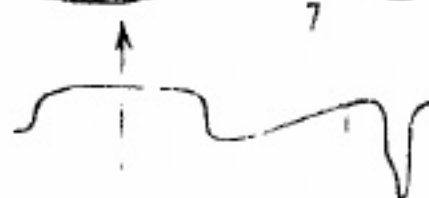
5



6



7



Cùng với bộ ba thùy trong kỷ Devon phát triển một số đại biểu khác của ngành chân khớp như *Gigantostroma*.

Cuối cùng trong giới động vật của Devon ta cũng nên nhắc đến sự có mặt của các đại biểu lớp chân cánh (Pteropoda) như *Nonakia* và các đại biểu, tuy có ý nghĩa địa tầng nhưng chưa rõ vị trí phân loại mà các nhà cổ sinh gọi là *Problematica*, đó là các hóa thạch thuộc nhóm Conodonts. Các hóa thạch của chúng vẫn hay gặp trong trầm tích Devon. Ở nhiều nơi như Úc, Mỹ, Ba Lan, Tiệp, hóa thạch Conodonts đã được sử dụng khá tốt cho địa tầng.

Người ta phân chia hai tỉnh địa lý động vật ở Devon là Âu và Thái Bình Dương. Tỉnh thứ nhất phân bố rất rộng rãi bao gồm châu Âu, Á, Úc và rìa bờ biển phía đông của Bắc Mỹ. Trong tỉnh động vật này các dạng hóa thạch chỉ đạo rất đồng nhất. Tỉnh động vật thứ hai gồm Bắc Mỹ, Nam Mỹ, Bắc và Nam Phi. Vùng Nam Mỹ và Bắc Phi động vật mang tính chất lẫn lộn các yếu tố của tỉnh Âu — Á.

Thực vật (h. 9-5)

Những di tích thực vật trong Devon hạ vẫn còn mang nhiều tính chất của thực vật Silurian thượng, đó là nhóm thực vật lộ trần (*Psilophyta*), chỉ có khác là chúng phong phú về mặt giống loài hơn.

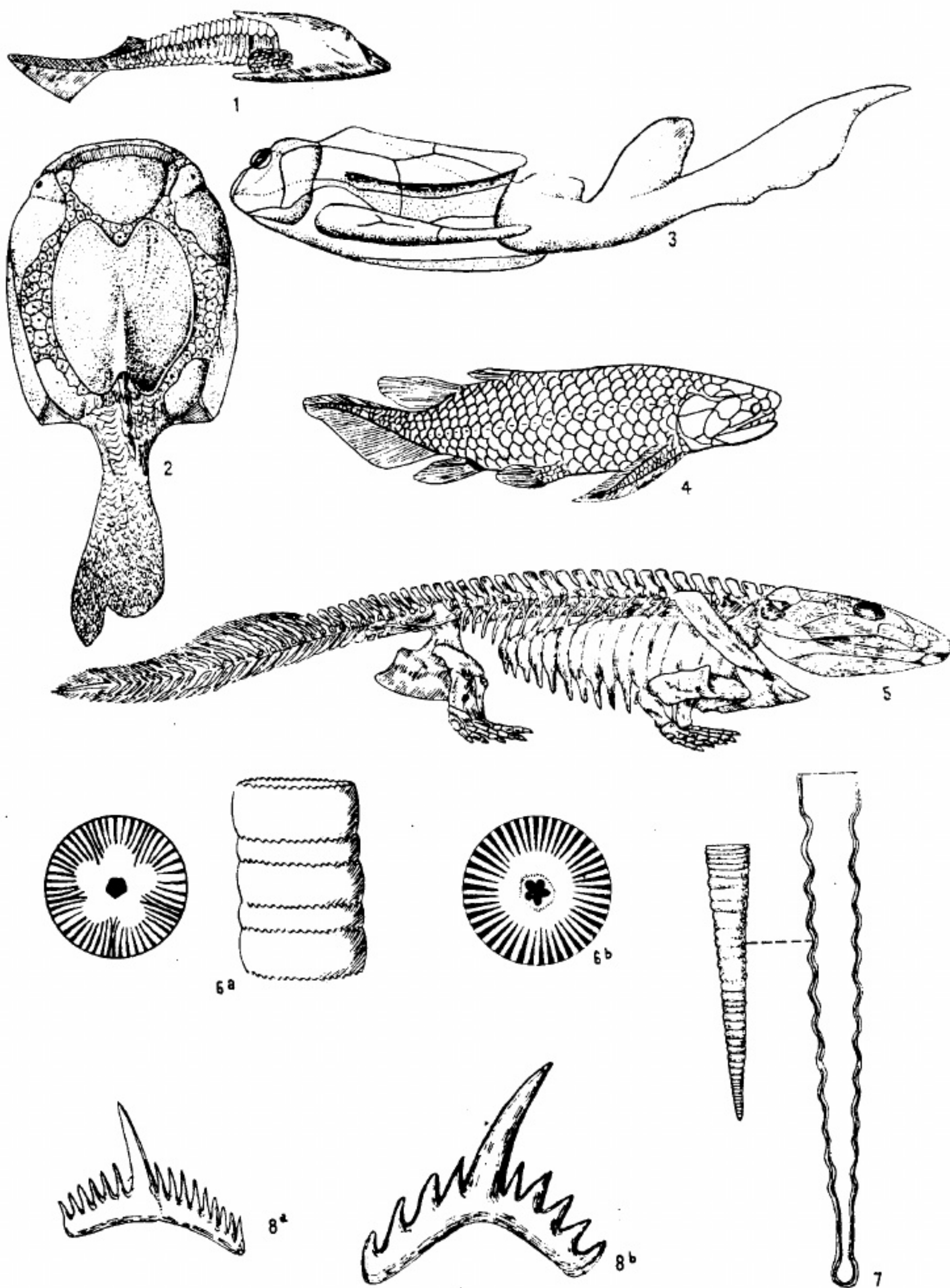
Từ Devon trung song song với các đại biểu của thực vật lộ trần như *Rhynia*, *Asteroxylon*, có sự xuất hiện của dạng dương xỉ nguyên thủy như *Calamophyton* và thậm chí cả dương xỉ cổ hạt nữa.

Đến cuối kỷ Devon thực vật lộ trần dần dần bị tiêu diệt và vai trò của dương xỉ bắt đầu trở nên quan trọng. Trong thời gian này có mặt các đại biểu của dương xỉ như *Archaeopteris*, *Racopteris*, của *Calamites* và loại lá hình kim của thực vật hạt trần nguyên thủy (*Annularia*). Nhìn chung thực vật cuối kỷ Devon mang tính chất gần gũi với thực vật kỷ Cacbon. Thực vật của kỷ Devon đã thể hiện tính chất thực vật cây cao thân mộc, rừng rậm ở một số nơi có khí hậu ẩm ướt. Mặt khác, lần đầu tiên trong lịch sử vỏ quả đất thực vật ở Devon đã có khả năng đưa đến thành tạo những vỉa than đá tuy với bề dày không lớn và chất lượng kém.

Một đặc điểm chung của thực vật kỷ Devon là tính chất đồng loại của những thực vật ở những khu vực xa nhau của vỏ quả đất. Người ta nhận thấy thực

← Hình 9-3. Các nhóm hóa thạch chân đầu ở Devon.

1. *Anarcestes plebeius* (Barrande); 2. *Agoniatites vanuxemi* (Hall); 3. *Tornoceras simplex* (Buch); 4. *Mantiocheras intumescens* (Beyrich); 5. *Timanites keyserlingi* Miller;
6. *Acanthoclymenia neapolitana* (Clarke); 7. *Clymenia laevigata* (Munst.).



vật Devon của Anh, Scandinavia, Đức, Tiệp, Liên Xô, Trung Quốc, Canada... đều rất ít có sự sai khác nhau.

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây Địa Trung Hải

Khu vực địa máng Tây Âu

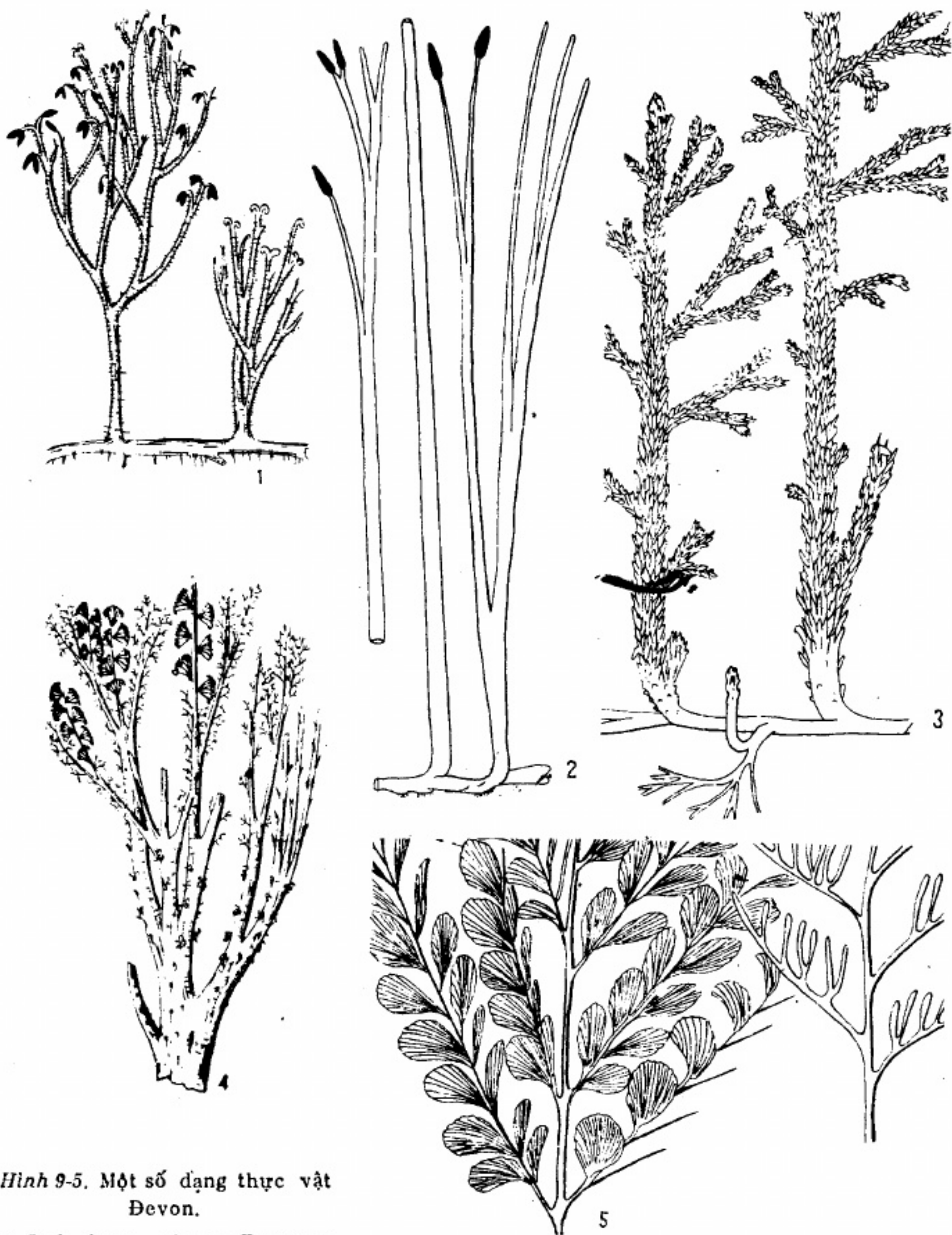
Ba đơn vị cấu trúc của khu vực địa máng Tây Âu do Bupnốp phân định như ta đã nói đến trong các chương trước thể hiện hoạt động rõ nét trong chu kỳ hecxih tức là từ kỷ Devon.

1. Hệ địa máng Trung Âu

Hệ địa máng này giáp với địa phận của địa máng Grampian ở các kỷ trước, vì thế chuyển động nghịch đảo kiến tạo của chu kỳ caledoni đã ảnh hưởng lớn đến hoạt động địa chất của nó. Trầm tích Devon nằm bất chỉnh hợp góc rõ ràng trên trầm tích cổ hơn bị uốn nếp. Các mặt cắt Devon thể hiện rõ nét nhất là ở dải Acden (Bỉ) và vùng phức vông Eifen ở Đức. Chính trong hệ địa máng này người ta đã chọn những mặt cắt chuẩn của Devon vì mặt cắt khá đầy đủ. Bề dày của trầm tích Devon khá lớn, có nơi đạt tới 10km; mặt cắt khá đầy đủ nhất là ở phía bắc dãy Acden (Bỉ) và ở khối Ren (Rhein — Đức) (h. 9-6). Ở Acden- trầm tích Devon hạ rất dày (hàng nghìn mét) và bắt đầu bằng cuội kết cơ sở nằm bất chỉnh hợp trên các đá cổ có tuổi khác nhau. Chúng ta hãy xét qua cột địa tầng của vùng Dinan (Đinant). Mặt cắt bắt đầu bằng cuội kết cơ sở phủ bất chỉnh hợp trên đá Cambri, sau đó là cát kết acko. Cát kết acko chuyển tiếp xen kẽ lên đá phiến gọi tên là « đá phiến Mondrepuis » chứa những hóa thạch biển đầu tiên trong mặt cắt và sau đó là đá phiến màu sắc sẫm chứa hóa thạch cá giáp (Placodermi). Phần này đã được định tuổi tốt nhờ hóa thạch biển trong « đá phiến Mondrepuis » với nhiều đại biểu tay cuộn mà trước hết là « *Spirifer* » *sulcatus*. Devon hạ kết thúc bằng cát kết, đá phiến màu đỏ và grauvac gồm hai phần : phần dưới là cát kết, grauvac với nhiều dạng tay cuộn đặc trưng

← Hình 9-4. Cá giáp, lưỡng cư và một số nhóm hóa thạch khác của kỷ Devon.

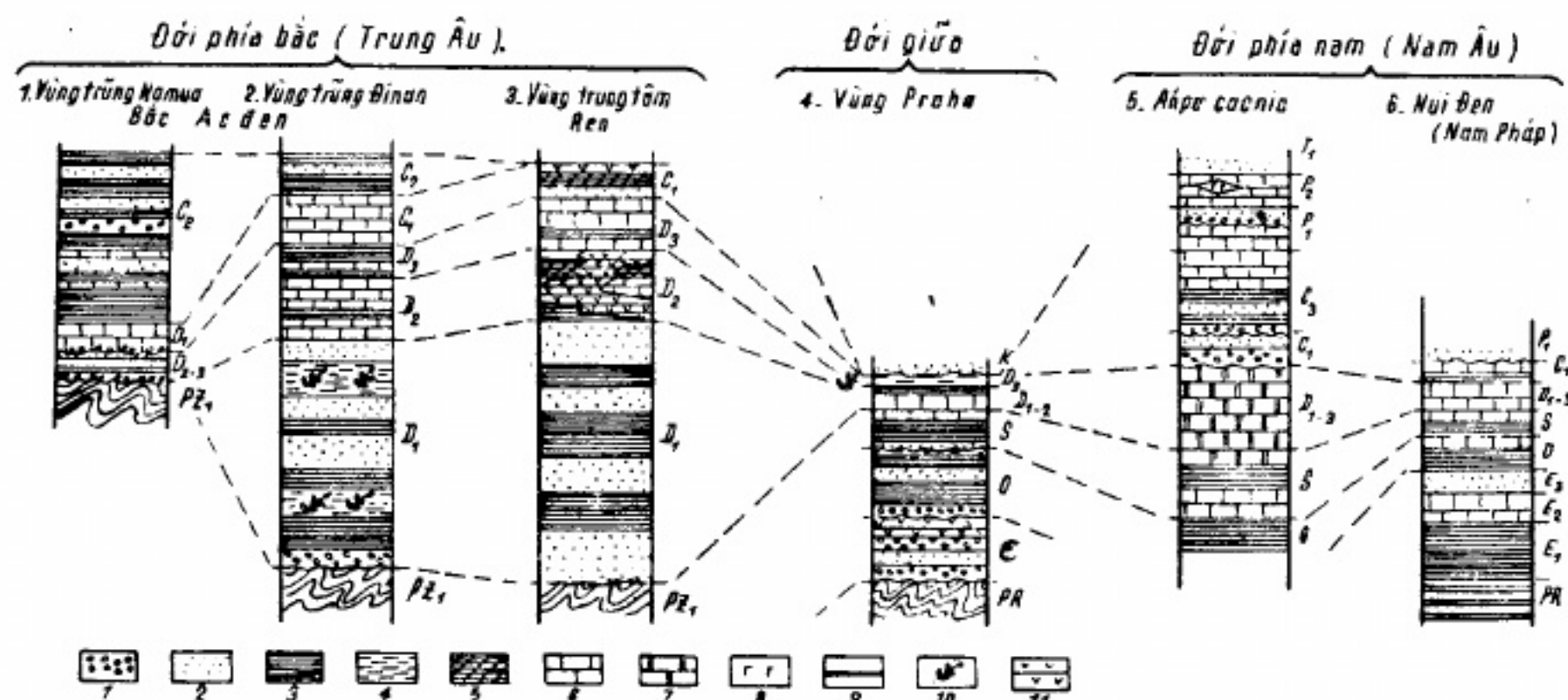
1. *Cephalaspis lyelli* Ag. ; 2. *Drepanaspis gemündensis* Schluter ; 3. *Bothriolepis* sp. ;
4. *Holoptychius* (*Crossopterygii*) ; 5. *Ichthyostega* ; 6. Đốt cuống của huệ biển ;
- 6a. *Pentagonocyclus imatshensis* Yelt. et Dub. ; 6b. *Hexacrinites* (?) *biconcavus* Yelt. et Dub. ; 7. *Novakia petrovi* Ljaschenko ; 8. Conodonts : 8a. *Prioniodina* sp. ; 8b. *Lonchodina* sp.



Hình 9-5. Một số dạng thực vật
Đevon.

1. *Psilophyton princeps* Dawson;
2. *Rhynia major* Kidst. et Lang;
3. *Asteroxylon*; 4. *Cladoxylon*;
5. *Archaeopteris latifolia* Arnold.

như « *Spirifer* » *primaevus*, *Leptaena murchisoni* và đặc biệt là giống *Rensselaeria*; hiện nay phần này được coi là một bậc độc lập của Devon hạ mang tên bậc Siegen. Phần trên là đá phiến màu đỏ rồi đến grauvac, cả đá phiến và grauvac đều giàu hóa thạch, nhất là hóa thạch tay cuộn. Hiện nay nhiều nhà địa chất Tây Âu cũng coi là một bậc riêng gọi là bậc Emsi.



Hình 9-6. Cột địa tầng tổng hợp các mặt cắt ở Tây Âu.

Ký hiệu : 1. cuội kết ; 2. cát kết ; 3. đá phiến sét ; 4. đá bột kết ; 5. đá phiến silit ; 6. đá vôi ; 7. dolomit ; 8. thạch cao ; 9. than đá ; 10. di tích thực vật trên cạn ; 11. đá phun trào.

Trầm tích Devon trung khác biệt với Devon hạ về tương đá và bề dày, đá chuyển dần sang cacbonat với bề dày kém hơn. Bậc Cuvin (Eifen) gồm đá phiến vôi những thấu kính vôi giàu hóa thạch san hô và tay cuộn. Bậc Givet gồm hoàn toàn vôi rất phong phú hóa thạch san hô và tay cuộn.

Devon thượng gồm đá phiến và vôi chứa nhiều hóa thạch của bậc Frasnian và đá phiến tương biển sâu của bậc Famennian.

Ở những nơi lân cận của vùng Dinan trong dãy A c đen, mặt cắt Devon không phải bao giờ cũng bắt đầu bằng Devon hạ. Tuy nhiên mặt cắt thường vẫn bắt đầu bằng cuội kết hoặc putđing và phủ trên các đá Cambri hoặc Silur, điều đó chứng tỏ khu biển về sau được mở rộng dần.

Mặt cắt Devon ở vùng Ren cũng có những nét tương tự như ở A c đen, trước hết là ở bề dày và tương đá của Devon hạ. Tuy nhiên mặt cắt ở Đức cũng có những nét khác biệt. Trầm tích cacbonat chỉ có mặt ở thống Devon trung của phức nếp lồi Eifen, còn nói chung đá ứng với tương biển sâu hơn, đó là các loại đá phiến chứa « *Tentaculites* » và xen phun trào của Devon-trung. Trầm tích

Đevon thượng càng thể hiện rõ tương biến sâu hơn với sự có mặt các loại đá phiến, đá phiến vôi chứa «Goniatites» như *Mantioceras*, *Cheiloceras*, *Clymene* v.v...

Như vậy là phía bắc của khu vực địa mảng Tây Âu tuy có chịu ảnh hưởng của uốn nếp caledoni nhưng thời gian gián đoạn không lâu. Ngay đầu Đevon biển lại bắt đầu ngập vào khu vực do địa mảng sụp lún và tích tụ một khối lượng đá lục nguyên rất dày. Nguồn vật liệu trầm tích rõ ràng là được đưa đến từ hai phía: vùng caledonit đang hình thành «cát kết cũ màu đỏ» ở phía bắc và vùng cấu tạo dương (địa khối Pháp — Tiệp ở phía nam). Sự có mặt nhiều đá tương biến sâu chủ yếu ở cuối Đevon trung và Đevon thượng chứng tỏ địa mảng càng về cuối Đevon mức độ sụp võng càng mạnh hơn, sự có mặt thành phần phun trào ở một vài nơi của trầm tích Đevon trung — thượng càng chứng tỏ thêm cho điều vừa nói. Địa mảng không những chỉ sâu thêm mà còn mở rộng nữa. Hiện tượng trầm tích Đevon trung ~~và Đevon giữa~~ ở nhiều nơi không phải chỉ phủ trên Đevon hạ mà còn phủ không chỉnh hợp trên trầm tích Cambri và Silua chứng minh rõ cho hiện tượng mở rộng này.

2. Địa khối giữa Pháp — Tiệp

Đời cấu tạo này có cảnh tượng khác hẳn với phía bắc vừa nói trên kia. Hoạt động nghịch đảo của caledoni không có ảnh hưởng lớn đối với khu vực này, do đó trầm tích Đevon thường chuyển tiếp liên tục trên Silua. Là một cấu tạo chủ yếu nâng cao, trầm tích Đevon phân bố rất hạn chế ở một số miền riêng biệt như ở Tiệp. Thành phần trầm tích lục nguyên rất ít mà chủ yếu là đá cacbonat, bề dày của trầm tích so với vùng Acden nhỏ hơn rất nhiều. Một đặc điểm đáng chú ý của trầm tích Đevon trong đời này là từ cuối Đevon trung trầm tích biển không còn nữa. Trầm tích Đevon thượng là trầm tích lục địa mỏng, và sau đó quá trình trầm tích bị ngừng. Biển đã lùi khỏi phạm vi này từ cuối Đevon trung, sau đó từ giữa Đevon muộn vùng này đã trải qua một thời gian bị sỏi mòn lâu dài. Vậy là trong Đevon đời giữa của địa mảng Tây Âu (còn gọi là đời Pháp — Tiệp hay Mondanup = Moldanuble) cũng giữ tính chất khá ổn định, không có sự sụp võng mạnh mẽ như ở đời phía bắc. Chỉ có ở Đevon trung mới có sự sụp võng ở một số nơi như Tiệp Khắc nhưng bề dày trầm tích không lớn, chứng tỏ quá trình sụp võng xảy ra không lâu và biên độ sụp võng cũng không lớn.

3. Hệ địa mảng Nam Âu

Lịch sử của phía nam khu vực địa mảng Tây Âu trong Đevon cũng như trong Paleozoi nói chung khó nghiên cứu vì diện lộ của trầm tích Paleozoi rất hạn chế. Phần lớn trên diện tích của lãnh thổ bị các trầm tích Mesozoi phủ trên. Những nơi lộ trầm tích Đevon rõ hơn cả là ở vùng Núi Đen (Montagne Noire) và Khối núi trung tâm (Massif central) của Pháp, vùng phía đông dãy Anpi của Ý (Alpes carniques). Ở Núi Đen trừ trầm tích Đevon hạ gồm cát kết và dolomit ra, còn toàn bộ mặt cắt đầy đủ của Đevon là đá cacbonat. Vùng phía đông dãy Anpi ở Ý toàn bộ mặt cắt đầy đủ của Đevon chỉ gồm đá vôi chứa nhiều hóa thạch san

hồ và tay cuộn, *Goniatites*. Bề dày trầm tích cũng khá lớn, riêng Devon hạ và trung ở đây đã dày tới hơn 1000m. Vậy là đới phía nam này của địa mảng Tây Âu trong Devon quá trình trầm tích đã diễn ra liên tục không có gián đoạn nội bộ và cũng không có gián đoạn với Silua. Bề dày trầm tích vừa phải và gồm hầu hết là đá vôi hạt mịn phong phú hóa thạch, trong đó có nhiều đại biểu tương biển sâu (*Goniatites*). Trong mặt cắt không có thành phần phun trào. Tất cả những điều vừa nêu cho ta thấy rõ hoạt động của caledoni không ảnh hưởng đến khu vực này, quá trình hoạt động sụp võng diễn ra một cách khá ổn định và lâu dài, chậm chạp. Xa hơn về phía nam, vùng núi Atlas ở Bắc Phi mặt cắt Devon thường bắt đầu bằng trầm tích lục nguyên (grauvac, đá phiến, cát kết) của Devon hạ nằm chuyển tiếp trên trầm tích Silua. Sau đó thành phần của mặt cắt lại chuyển sang đồng nhất với vùng Anpi, tức là tương cacbonat nước sâu.

Nhìn chung lại ta thấy địa mảng Tây Âu trong Devon ở ba cấu trúc có hoạt động khác nhau và trên những nét chung vẫn mang hình thái như trước. Ở phía bắc, sau khi chịu ảnh hưởng của chuyển động caledoni ở cuối Silua lại tiếp tục sụp võng ngay từ đầu Devon, biên độ sụp võng khá lớn nên ở Devon sớm đã hình thành hệ tầng trầm tích lục nguyên rất dày và có mặt thành phần phun trào ở Devon giữa (vùng Ren) cũng như trầm tích tương biển sâu ở Devon muộn. Do nằm giữa hai vùng nổi cao là cấu trúc caledonit ở phía bắc (nơi đang hình thành cát kết cổ màu đỏ) và đới nâng cao Mondanup (Pháp — Tiệp) ở phía nam nên nguồn vật liệu của trầm tích lục nguyên cũng từ hai vùng này đưa đến. Biên tiến Devon được mở rộng dần nên ở nhiều nơi trầm tích Devon trung và Devon thượng phủ không những trên Devon hạ mà còn phủ trực tiếp không chỉnh hợp trên cả Silua và Cambri. Địa khối Pháp — Tiệp hay Mondanup vẫn giữ tính chất là một vùng ổn định, nâng cao. Chỉ ở giữa Devon một vài vùng như Tiệp (khu vực Chec và Praga) cũng bị lôi cuốn vào phạm vi sụp võng nhưng biên độ không lớn và vùng sụp võng cũng không tồn tại lâu. Đới Nam Âu không chịu ảnh hưởng của chuyển động nghịch đảo caledoni nên trầm tích Devon liên tục với trầm tích Silua. Chế độ sụp võng khá ổn định, diễn ra một cách chậm chạp nên trầm tích khá đồng loại, trầm tích cacbonat chứa *Goniatites* chiếm phần chủ yếu. Cuối Devon ở một vài nơi của địa mảng Tây Âu đã xảy ra pha chuyển động đầu tiên mang tính chất cục bộ của chu kỳ hecxin, đó là pha breton. Do pha nghịch đảo kiến tạo này ở nhiều nơi trầm tích Cacbon nằm không chỉnh hợp trên trầm tích Devon.

Phần Đông Địa Trung Hải

Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh

Hệ địa mảng Côn Luân

Cuối Silua đã có những vùng bị uốn nếp nâng cao hình thành cấu trúc caledonit. Trong kỷ Devon đồng thời có hai chế độ hoạt động của hệ địa mảng. Trong vùng caledonit thành tạo các thành hệ molat ở đới phía tây bắc và đông

bắc của hệ địa máng. Thành phần đá gồm cát kết, đá phiến màu sắc sẫm và đá vôi xám ở phần trên, bề dày tổng cộng có thể tới vài nghìn mét. Vùng địa máng tiếp tục hoạt động chiếm diện tích rộng lớn hơn vùng caledonit. Thông thường trầm tích Devon vẫn nằm không chỉnh hợp trên Silua và Paleozoi hạ. Thành phần trầm tích ở các vùng, các đới có những nét đặc trưng riêng, nhưng trầm tích thô vụn thường gặp ở những vùng kề cận với cấu trúc caledonit, ở những nơi khác thành phần cacbonat phổ biến hơn. Trong trầm tích Devon thượng ở nhiều nơi khá phổ biến đá phun trào (như ở đới tây bắc Côn Luân). Ở ranh giới thời gian của Devon và Cacbon nhiều nơi trong địa máng Côn Luân đã xảy ra uốn nếp khá mạnh mẽ có quy mô khu vực, kèm theo là hoạt động magma granitoit. Tuy vậy chế độ địa máng vẫn hoạt động kế thừa sang kỷ Cacbon.

Hệ địa máng Tần Lĩnh

Ta đã biết trong chương trước, đới phía bắc và phía nam của hệ địa máng Tần Lĩnh đã trải qua hoạt động nghịch đảo kiến tạo caledonit, hoạt động địa máng trong kỷ Devon vẫn tiếp diễn ở đới giữa của Tần Lĩnh (h. 8-5).

Trầm tích Devon ở đới trung Tần Lĩnh gồm hai loại:

1) Ở rìa cấu trúc caledonit bắc và nam Tần Lĩnh hình thành các trầm tích kiểu thành hệ molat.

2) Ở vồng địa máng thành tạo các thành hệ trầm tích của kiểu địa máng thuần gồm các thành hệ flit và cacbonat, đá phiến, filit. Bề dày trầm tích Devon có nơi dày tới 5 — 6km.

Ở nhiều nơi, vào cuối Devon đã có biểu hiện pha đầu tiên của chuyển động hecxin gây gián đoạn giữa Devon và Cacbon. Có nơi sau chuyển động này đã hình thành vùng nâng cao nên hoàn toàn vắng mặt trầm tích Cacbon và Pecmi như ở phía tây Tần Lĩnh. Phần lớn lãnh địa của địa máng trung Tần Lĩnh còn tiếp tục hoạt động trong các kỷ sau của Paleozoi.

Khu vực địa máng Đông Dương

Sau khi khu vực địa máng Catazia trải qua hoạt động nghịch đảo caledonit, từ Devon có nơi chuyển hẳn sang chế độ vùng uốn nếp, nhưng có nơi như Việt Bắc địa máng tiếp tục hoạt động theo chế độ địa máng kế thừa. Từ Devon trở đi chúng ta xét ghép lịch sử địa chất Việt Bắc trong cùng đề mục địa máng Đông Dương để thuận tiện cho việc trình bày trong quyển sách.

Ở Miến Điện trầm tích Devon bắt đầu bằng đá vôi của thống giữa, chứa nhiều hóa thạch san hô (*Calceola sandalina*, *Favosites*, *Pachypora* và nhiều dạng của san hô bôn tia khác), tay cuộn, huệ biển v.v... Trầm tích Devon thượng gồm chủ yếu là đá phiến sét chứa tay cuộn, chân riu và một số lớp vôi xen kẽ chứa san hô.

Ở Việt Nam trầm tích Devon cũng rất phát triển, hệ Devon là một trong những hệ có diện phân bố rộng rãi nhất. Theo những tài liệu nghiên cứu địa

chất khu vực thì trầm tích Devon của Việt Nam chủ yếu là thuộc Devon hạ và Devon trung. Trầm tích Devon thượng phân bố rất hạn chế và cũng chỉ có thể có mặt phần thấp nhất của thống này ở một vài vùng nhỏ hẹp.

Ở Đông Bắc trầm tích Devon hạ — trung bắt đầu bằng trầm tích lục địa màu đỏ, bề dày dưới vài trăm mét, nằm bất chỉnh hợp trên các đá cổ hơn như ở Kiến An, trung lưu Sông Cầu (Bắc Thái) và sông Nho Quế (Đồng Văn — Hà Tuyên) v.v... Tiếp trên là đá phiến đen chuyển dần sang đá phiến sét vôi và những lớp mỏng đá vôi phong phú hóa thạch tay cuộn và san hô. Trong số hóa thạch đặc trưng đáng chú ý nhất là các giống của tay cuộn như *Howellella*, *Hysterolites*, *Cymostrophia*, *Euryspirifer* (với dạng phổ biến *Eurysp. tonkinensis* (Mans.)), *Dicoelostrophia*, *Chonetes* v.v... Trong san hô đặc trưng nhất là *Thecia*, *Favosites*, *Squameofavosites*, *Calceola*, *Tryplasma* v.v... Trầm tích Devon hạ — trung kết thúc bằng hệ tầng đá vôi chứa hóa thạch tuổi Eifen ở phần dưới và Givet ở phần trên (*Calipora battersbyi* (M.E.H.), *Stringocephalus burtini* Defr.). Trong vùng lưu vực Lô — Gâm, người ta còn gặp ở phần thấp của mặt cắt thành phần đá phun trào xen giữa tầng đá phiến vôi, vôi và đá phiến sét bị biến chất thành đá hoa và đá phiến xerixit. Tầng đá biến chất này trước đây đã từng được coi là có tuổi Proterozoi do trình độ biến chất cao. Gần đây các nhà địa chất phát hiện được nhiều hóa thạch san hô chứng tỏ chúng chủ yếu có tuổi Devon hạ — trung.

Ở Tây Bắc, trầm tích Devon chỉ bao gồm đá thuộc tương biến. Thành phần trầm tích Devon hạ — trung cũng có nhiều nét gần gũi với Đông Bắc. Điều sai khác là ở vùng Fansipan và hạ lưu sông Đà trầm tích cát sét đen của Devon hạ có bề dày lớn hơn so với Đông Bắc, bề dày của tầng này có thể tới hơn 2000m trong khi đó địa tầng tương ứng ở Đông Bắc chỉ đạt khoảng 600 — 800m.

Mặt cắt Devon ở Trường Sơn khác hẳn Devon ở Đông Bắc và Tây Bắc. Ở lưu vực sông Cả (tây Nghệ — Tĩnh), trầm tích Devon hầu như chỉ gồm đá phiến và cát kết phân nhịp theo kiểu flit. Đó là phần trên của hệ tầng sông Cả tuổi Silua — Devon, dày tới trên 4000m. Trong đá của hệ tầng này rất hiếm hóa thạch. Tuy nhiên số ít dạng hóa thạch *Tentaculites* và *Nowakia* và san hô cho phép định tuổi Devon ở phần trên của hệ tầng. Xa hơn về phía nam, ở tây Hà Tĩnh cũ và Bình — Trị — Thiên trầm tích Devon cũng nằm liên tục trên trầm tích Silua. Khác với Bắc Bộ, trong thành phần trầm tích vai trò chủ yếu là đá cát kết — đá phiến, ngay ở phần trên của mặt cắt, thành phần vôi cũng chỉ chiếm một tỷ lệ rất nhỏ.

Ở Nam Trung Bộ trầm tích Devon được xác định một cách ước định gồm loạt đá cát kết, đá phiến silit nằm không chỉnh hợp trên đá phiến kết tinh Tiền Cambri và đá thuộc loạt Cambri — Silua. Ở phía trên loạt đá cát kết, đá phiến silit này là loạt cát kết đá phiến tuổi Cacbon.

Gần như toàn bộ kỷ Devon muộn ở Việt Nam đã diễn ra quá trình gián đoạn trầm tích.

Tướng đá trầm tích Devon ở Việt Nam cũng có sự phân dị rõ rệt. Ở địa máng Trường Sơn độ dày trầm tích rất lớn (tới gần 1km), thành phần trầm tích lục nguyên chiếm vai trò chủ yếu, thành phần vôi chỉ đóng vai trò của những lớp xen kẽ. Trong khi đó ở Tây Bắc, Việt Bắc và Đông Bắc Việt Nam thành phần lục nguyên chỉ đóng vai trò chủ yếu trong trầm tích Devon hạ, đầu Devon trung thành phần vôi đã tăng lên rõ rệt trong mặt cắt. Từ bậc Eifen cho đến hết Devon trung mặt cắt chỉ bao gồm các loại đá vôi, chỉ đến giữa bậc Givet ở đồi nơ (Hạ Lang, Kinh Môn) người ta mới thấy có xen kẽ những lớp silit mỏng. Một hiện tượng nữa cần chú ý là trong trầm tích Devon (có lẽ là Devon hạ và phần dưới Devon trung) đã có mặt khá nhiều đá phun trào ở vùng Việt Bắc (Tòng Bá — Bắc Mê và Nà Hang và lưu vực Sông Cả v.v. .).

Qua những tài liệu vừa trình bày trên kia chúng ta có thể nhắc lại lịch sử của địa máng Đông Dương một cách ngắn gọn như sau: Kỷ Devon ở đây bắt đầu bằng biển tiến bộ phận, một số miền vũng được hình thành, trong khi đó đại bộ phận của lãnh thổ Đông Dương buổi đầu Devon sớm là vùng bị bào mòn hoặc thành tạo trầm tích lục địa. Trong thời kỳ đầu của biển tiến Devon sớm — Devon giữa, ở một số miền của địa máng sự sụp vũng địa máng dẫn đến thành tạo các hệ tầng phun trào. Biển tiến được mở rộng rõ nét ở cuối Devon sớm và Devon giữa, thành tạo các hệ tầng cacbonat ở gần khắp mọi nơi như Bắc Bộ Việt Nam, Miến Điện (h. 9-9). Tuy nhiên ở vùng rìa phía đông bắc của địa khối giữa Indosinia (Trường Sơn, Hạ Lào) do tốc độ sụp vũng lớn và do gần nguồn vật liệu từ khối nâng Công Tum nên đã hình thành trầm tích lục nguyên dày. Cuối Devon đã xảy ra chuyển động nâng cao dẫn đến gián đoạn trầm tích và gián đoạn trên toàn bộ khu vực địa máng. Có lẽ đi kèm theo chuyển động nâng cao này có những hoạt động xâm nhập granitoit ở một số nơi của Đông Nam Á. Một số tài liệu nghiên cứu về macma gần đây ở Việt Nam cho ta thấy các xâm nhập granitoit ở Trường Sơn, Việt Bắc v.v... có lẽ được hình thành trong giai đoạn này.

ĐẠI ĐỊA MÁNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Đại địa máng khổng lồ này vẫn tiếp tục hoạt động trong Paleozoi muộn, Mezozoi và Kainozoi. So với cả đại địa máng thì những nơi đã kết thúc chế độ địa máng ở chu kỳ caledoni chỉ là những phần nhỏ bé (Catania ở đông nam Trung Quốc, Đông Úc).

Kỷ Devon bắt đầu một giai đoạn hoạt động mạnh thuộc chu kỳ hecxin của đại địa máng Thái Bình Dương, tuy so với đại địa máng Địa Trung Hải và Uran — Mông Cổ thì hoạt động hecxin của đại Thái Bình Dương thể hiện yếu hơn. Trong

Paleozoi muộn ở đại Thái Bình Dương chế độ địa mảng phân bố có quy luật khá rõ. Ở những khu vực rìa nền cổ địa mảng hoạt động theo chế độ địa mảng thuần, còn chế độ địa mảng thực thụ bao trùm đại bộ phận lãnh địa của đại địa mảng.

Khu vực Đông Bắc Á

Ta đã có dịp nói đến trước đây, khu vực địa mảng này có hình thể phức tạp, gồm những vông sụp địa mảng xen kẽ với những địa khối giữa được hình thành từ trước Cambri.

Trong kỷ Devon khu vực địa mảng có hoạt động sụp vông mạnh mẽ. Trong hệ địa mảng Columa ở phía tây, giáp nền Sibêri tính chất trầm tích thể hiện rõ kiểu địa mảng thuần. Ở đó trầm tích cacbonat và lục nguyên xen nhau, không có dấu hiệu của hoạt động phun trào trong Devon. Về phía đông của khu vực, chế độ địa mảng thay đổi dần, thành phần đá phun trào tăng dần, nhất là ở hệ địa mảng Camsatca thì đá phun trào hoàn toàn chiếm ưu thế trong trầm tích Devon.

Khu vực Đông Úc

Chúng ta đã biết trong khu vực địa mảng này, dải phía tây, tiếp giáp với nền Gonvana, đã trải qua hoạt động nghịch đảo tạo núi caledonit. Do tình hình đó địa mảng Đông Úc trong Devon có sự phân dị về các đới. Ở đới phía tây giáp với cấu trúc caledonit địa mảng kết thúc vào Devon giữa, tương ứng với pha breton ở châu Âu, từ Devon muộn hình thành đá của thành hệ molat gồm trầm tích vụn thô màu đỏ có chứa thành phần phun trào. Xa hơn về phía đông, ở vùng Niu Englen, là đới đông của địa mảng, hoạt động sụp vông trong Devon rất mạnh mẽ, bề dày trầm tích lục nguyên và phun trào Devon và Cacbon tới 12km.

Khu vực Tây Mỹ

Ở tây Bắc Mỹ, địa mảng gồm hai đới đông và tây có chế độ hoạt động khác nhau. Đới phía tây giáp với Thái Bình Dương có chế độ địa mảng thực thụ, trầm tích lục nguyên và phun trào Devon và Cacbon rất dày và bị biến chất mạnh. Đới phía đông, vùng Thạch Sơn (Rock Mountains), trong Devon là một địa mảng thuần, thành phần trầm tích gồm cát kết, đá phiến sét và đá vôi không bị biến chất.

ĐẠI ĐỊA MẢNG URAN — MÔNG CỔ

Từ kỷ Devon đại địa mảng Uran — Mông Cổ có hai loại cấu trúc khác nhau. Loại thứ nhất là những vùng đã trải qua quá trình tạo núi caledonit và loại thứ hai là những khu vực tiếp tục chế độ địa mảng trong Devon và Cacbon. Loại thứ nhất có những hoạt động riêng ta sẽ xét đến trong đề mục III của chương này. Loại thứ hai bao gồm những vùng chưa chịu tác dụng lớn của hoạt động tạo núi caledonit và cả những vùng hoạt động mảng tính chất địa mảng kế thừa, tức là tuy đã có chịu ảnh hưởng hoạt động nghịch đảo caledonit nhưng ở Devon địa mảng lại tiếp tục hoạt động.

Khu vực Uran — Thiên Sơn

1. Hệ địa mảng Uran

Trong kỷ Devon hệ địa mảng Uran thể hiện rõ nét ba đới có cấu trúc và lịch sử phát triển khác nhau chạy dọc theo phương kinh tuyến. Đới phía tây là một địa mảng thuần, đới phía đông — địa mảng thực thụ, giữa hai đới này là đới địa vòng trung Uran nổi cao.

Địa mảng thuần ở tây Uran trong kỷ Devon bị biển ngập từ đầu kỷ (trừ phần giữa của tây Uran).

Ở Devon sớm biển bắc và nam của tây Uran là kiểu biển nông hoặc vùng vịnh, thành phần trầm tích chủ yếu là đá vôi hoặc cát kết, đá phiến màu đỏ ở vùng vùng biển, chứa hóa thạch cá. Cuối Devon sớm đã có hiện tượng nâng cao nên trầm tích Devon trung không chĩnh hợp trên Devon hạ. Trầm tích Devon trung gồm đá vôi giàu hóa thạch, đôi nơi có trầm tích lục nguyên kiểu biển kín. Trầm tích Devon thượng cũng nằm không chĩnh hợp trên Devon trung do có gián đoạn nhỏ. Trầm tích Devon thượng ở vùng bắc khá dày (600m) gồm sét vôi, vôi, ở vùng nam bề dày trầm tích đạt tới 1700m và có dạng flit cát kết — sét — sét vôi. Vùng giữa của tây Uran bề dày trầm tích Devon thượng chỉ tới 50 — 60m cát kết và vôi.

Địa mảng thực thụ đông Uran có cảnh tượng khác hẳn tây Uran. Hoạt động địa mảng mang tính kế thừa của lịch sử từ Silua, thành phần trầm tích gồm các đá phun trào và trầm tích, phun trào bazơ là chủ yếu. Sự phân bố của đá phun trào chứng tỏ chúng trào lên dọc theo những đứt gãy sâu. Cuối Devon hoạt động phun trào giảm đi, trong thành phần mặt cắt chủ yếu là đá trầm tích lục nguyên.

Bề dày trầm tích Devon của địa mảng thực thụ đông Uran đạt tới 10km. Một số nơi thuộc cấu tạo địa vòng bề dày trầm tích mỏng hơn nhiều và trong thành phần mặt cắt có nhiều trầm tích cacbonat.

Đới địa vòng trung Uran chủ yếu là vùng nổi cao thể hiện dưới dạng dãy đảo. Xen giữa các đảo là vùng sụp võng hình thành trầm tích cacbonat, nhưng cũng có nơi trong mặt cắt Devon hạ có mặt đá phun trào.

2. Hệ địa mảng Nam Thiên Sơn

Điểm khác biệt của hệ địa mảng này so với đông Uran là ở đây đã chịu tác động của nghịch đảo kiến tạo caledonit. Do đó xuất hiện nhiều đới nổi cao xen với võng sụp địa mảng. Điểm khác biệt thứ hai là các võng sụp địa mảng phần lớn là các vùng biển không sâu lắm, thành phần trầm tích chủ yếu là cacbonat, bề dày không lớn và giàu hóa thạch, trầm tích lục nguyên thường chỉ phổ biến ở rìa các địa vòng hình thành do nghịch đảo caledonit. Điểm giống với đông Uran là trong trầm tích Devon ở đây cũng có mặt đá phun trào, tuy tỷ lệ trong mặt cắt ít hơn đông Uran.

Khu vực Cazactan — Mông Cổ

Do chịu ảnh hưởng của chuyển động caledoni ở đây hình thành những đới dương, xen giữa chúng là những đới âm.

Ở trung Cazactan trầm tích Devon rất dày (có nơi tới 3000m hoặc thậm chí tới 6000m). Ở vùng giữa của đới âm này thành phần đá phun trào chiếm một tỷ lệ rất lớn trong trầm tích Devon. Ở vùng Antai và Cuzbat trầm tích Devon cũng rất lớn (3000m ở Cuzbat và 7000m ở Rutnui Antai). Thành phần đá phun trào cũng chiếm một tỷ lệ rất lớn và thường nằm xen kẽ với các đá lục nguyên khác.

Rõ ràng là khu vực Cazactan — Mông Cổ trong Devon thể hiện rõ nét là một dải địa mảng thực thụ. Trong đó bên cạnh những đới âm (miền sụp võng địa mảng) có mặt những cấu tạo dương như là những đảo bị bào mòn mạnh mẽ, đó là những địa vồng lớn trong nội bộ địa mảng. Trong các đới âm sự sụp võng địa mảng diễn ra rất mạnh mẽ hình thành những hệ tầng trầm tích có bề dày lớn. Sự hoạt động mạnh mẽ của phun trào chứng tỏ quá trình sụp võng mạnh của địa mảng gây đứt gãy tạo điều kiện cho magma phun trào lên.

LỊCH SỬ MỘT SỐ KHU VỰC CALEDONIT

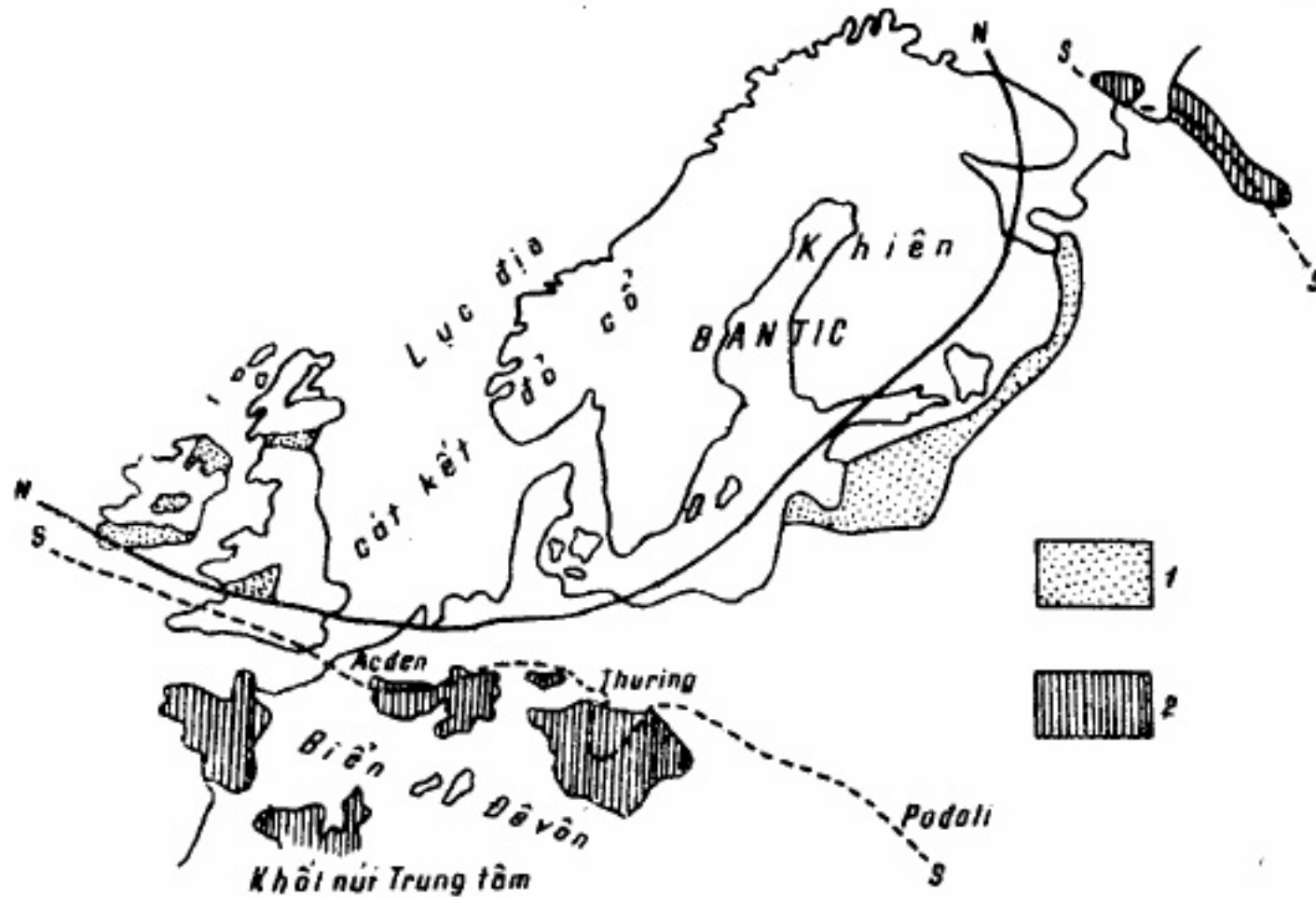
Khu vực Tây Âu

Khu vực này bao gồm lãnh thổ của địa mảng Grampian và một phần bắc địa mảng Tây Âu trước đây. Sau chuyển động nghịch đảo kiến tạo caledoni diễn ra trong Ordovic và Silur, khu vực này bắt đầu phát triển như một nền trẻ. Trầm tích lục địa màu đỏ phổ biến ở nhiều nơi của Airolen (Ireland), ở Scotlen và ở Scandina. Các nhà địa chất Anh gọi đó là « cát kết cổ màu đỏ » (Old red sandstone).

a) Tầng Đao-ton (Downton). Ở Anh có tầng trầm tích mang tính chuyển tiếp giữa Silur và Devon gọi tên là Đao-ton. Với một bề dày khá lớn tầng Đao-ton gồm những lớp xen kẽ của đá sét vôi, đá phiến sét tương biến ở phần dưới, chứa những yếu tố hóa thạch biển của Silur. Phía trên là những lớp cát kết, bột kết dạng vung vịnh chứa các hóa thạch cá. Dù sao thì những lớp này cũng khác hẳn tương màu đỏ lục địa của « cát kết cổ màu đỏ ». Ở Anh dù đây là tầng chuyển tiếp giữa Silur và Devon nhưng thông thường họ vẫn coi thuộc Silur. Các nhà địa chất Scandina cũng xếp những đá trầm tích tương tự vào Silur.

Ở vùng Acden (Bỉ) giữa Devon và Silur có bất chỉnh hợp góc rõ nét. Trầm tích Devon ở Acden bắt đầu bằng cuội kết cơ sở, sau đó là đá phiến chứa hóa thạch biển (đá phiến Mondrepuis) của bậc Gedin. Những công trình nghiên cứu của Baroa, Pruvot (Barrois, Pruvost) và những người khác đã chứng minh chắc chắn đá phiến Mondrepuis hoàn toàn tương đương với Đao-ton ở Anh, vì thế các nhà địa chất Bỉ coi Đao-ton thuộc Devon (ngang với một phần của bậc Gedin).

b) Trầm tích lục địa — « Cát kết cổ màu đỏ ». Loạt trầm tích này phân bố rộng rãi ở Tây Âu, như ở Airolen, Scotlen, Uenxơ, nhiều nơi ở bán đảo Scandina, tây bắc nước Nga (cho tới tận Bạch Hải). Sự phân bố này cho ta thấy rõ chúng đi theo vị trí của các dải caledonit và vùng khiên Bactic (h. 9-7).



Hình 9-7. Phân bố lục địa cát kết cổ màu đỏ ở Tây Âu (theo Ginhu).

1. những vùng chủ yếu hiện nay lộ cát kết cổ màu đỏ;
2. trầm tích biển tuổi Devon.

N — N : ranh giới lục địa ; S — S : ranh giới vùng xen kẽ trầm tích biển và lục địa.

Đây là loại trầm tích lục địa dày tới mấy nghìn mét, gồm các loại đá xen kẽ nhau : cuội kết, cát kết acko hạt thô, sét và sét vôi. Tất cả chúng đều có màu đỏ thẫm, màu vàng sặc sỡ. Hóa thạch nghèo và đơn điệu, chủ yếu là Gigantostrea và cá giáp, cá da phỉ, cá phổi. Trong một số mặt cắt có cả đá phun trào bazơ (bazan, diaba) và phun trào axit (trachit, riolit, đaxit, fenxit). Loạt đá trầm tích lục địa màu đỏ này rõ ràng thuộc thành hệ molat được thành tạo sau nghịch đảo kiến tạo caledoni.

Ta có thể so sánh trầm tích cát kết cổ màu đỏ này với những đá lục địa kiểu sa mạc hiện nay đang được hình thành ở phía tây của châu Phi từ nam Maroc qua Sahara, sa mạc Libi đến tận tây nam Phi (vùng Mezopotami). Ở đây, trên diện tích bao la đang hình thành các trầm tích do gió nằm dưới những đụn cát. Đó là các loại cát vàng, đỏ, phân lớp cắt chéo, hạt tròn nhẵn khác hẳn với cát do sông suối. Các thành phần của cát kết cổ màu đỏ ở Anh cũng giống như vậy. Gần những dải núi, sa mạc tuy rất ít khi có mưa nhưng những trận mưa hiếm hoi ở đây cũng rất dữ dội, tạo thành dòng thác mạnh tạm thời, bào cuốn trôi cuội sỏi để trầm đọng lại ở những vùng trũng nội địa, thành cuội kết về sau. Cũng trong những miền trũng nội địa nào đó sẽ là nơi tạo thành các sét vôi, các tích đọng muối. Cảnh tượng này cũng thấy rõ trong đá cát kết cổ màu đỏ vùng Bantic.

Việc phân chia và so sánh địa tầng của hệ tầng cát kết cổ màu đỏ gặp rất nhiều khó khăn vì trong chúng không hề có hóa thạch biển.

Khu vực Antai — Saian và Trung Á

Ở khu vực uốn nếp caledonit Antai — Saian trong kỷ Devon đã hình thành những vùng sụp võng như vùng Tuva, Minusin. Trầm tích Devon hạ và trung nằm bất chỉnh hợp góc rõ rệt trên các đá uốn nếp tuổi trước Devon. Thành phần trầm tích gồm đá lục nguyên, phun trào lục địa màu sắc sẫm kiểu thành hệ molat: dung nham bazan và pofirit, tuf, đầm kết tuf, cuội kết và cát kết màu đỏ, đạt tới bề dày 4 — 5km. Thành phần đá, kiểu thành hệ này cũng quan sát thấy trong những nơi có cấu trúc caledonit ở Mông Cổ, Cazactan v.v... Vậy là vào đầu và giữa Devon những vùng caledonit ở đây đã có những miền sụp võng với cường độ lớn, thành phần trầm tích thô vụn lục địa được tải từ những vùng núi uốn nếp caledonit bao quanh miền sụp võng. Hoạt động sụp võng mạnh liên quan với những đứt gãy sâu dẫn đến hiện tượng phun trào lục địa.

Giữa Devon trung, phía tây nam của khu vực caledonit Antai — Saian bị biến lẫn tràn vào và hình thành những hệ tầng trầm tích sét vôi, vôi chứa nhiều hóa thạch san hô và tay cuộn v.v... Bề dày của những hệ tầng này có thể đạt tới gần 2000m. Cuối Devon khu vực lại chịu tác dụng nâng cao, biến rút, thành tạo trầm tích vụng vịnh rồi trầm tích lục địa màu đỏ kiểu thành hệ molat, có nơi bề dày trầm tích lục địa và vụng vịnh tuổi Devon muộn đạt tới 2000m.

Ở bắc Thiên Sơn cũng hình thành những vùng sụp võng trong cấu trúc caledonit. Ngoài những sụp võng mang tính chất địa mảng kế thừa thuộc chu kỳ hecxin còn có những sụp võng trong nội bộ các đới uốn nếp nổi cao, mang tính chất của những đới võng chồng gối. Những võng chồng gối này do những đứt gãy thẳng đứng tạo nên, trong đó tích đọng trầm tích — phun trào lục địa màu đỏ đạt tới bề dày một vài kilomet.

Khu vực Catazia

Trong khu vực Catazia hình thành hai loại võng sụp, loại thứ nhất là những sụp võng trên vùng phức nếp võng, nổi cao của cấu trúc caledonit, loại thứ hai là loại sụp võng mang tính chất địa mảng kế thừa. Ở đây chúng ta sẽ không đề cập đến vùng mang tính chất địa mảng kế thừa. Những sụp võng trong cấu trúc caledonit của Catazia có thể thấy ở phía đông nam Hàng Châu, đông Phúc Kiến v.v... Trầm tích Devon nằm bất chỉnh hợp góc rõ nét trên cả trầm tích Paleozoi hạ và Sini. Bề dày đạt tới 1000m, gồm cuội kết, quacxit, cát kết, đá phiến. Đó là loại trầm tích lục địa màu sắc sẫm, đôi nơi chứa hóa thạch thực vật. Hoàn toàn có thể coi đây là loại thành hệ molat được thành tạo từ đầu Devon sau nghịch đảo kiến tạo của chu kỳ caledoni. Thành hệ molat này ở đôi nơi còn tiếp tục được thành tạo ở kỷ Cacbon nữa.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN ĐÔNG ÂU

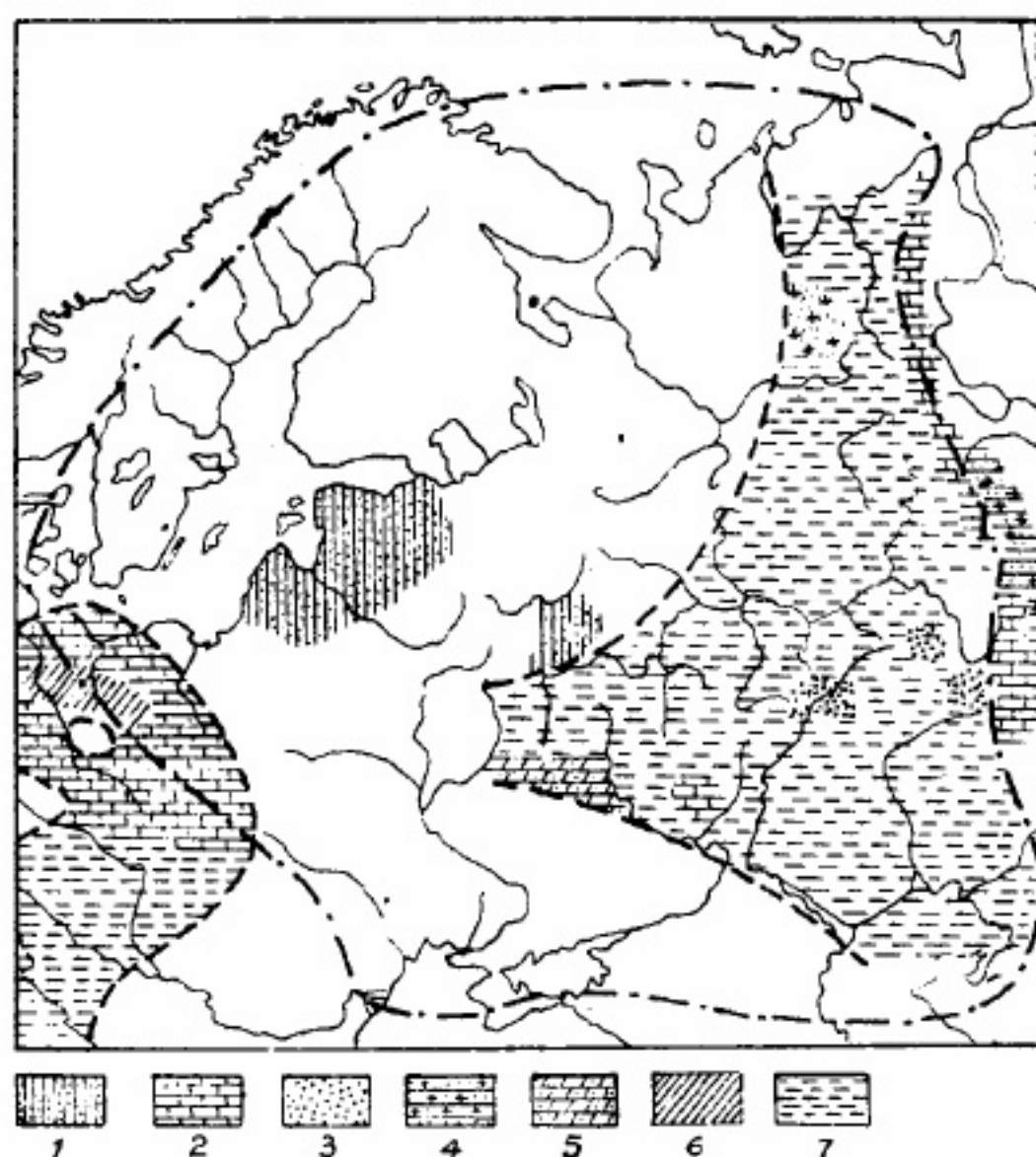
Sơ với Paleozoi hạ thì trầm tích Devon ở nền Đông Âu có mức độ phổ biến hơn, sự phân bố trầm tích sơ với trước cũng có những thay đổi cơ bản. Ở phía

tây của nền, nơi trước kia có trầm tích biển của Paleozoi hạ (Cambri, Ođovic và Silua) thì trong kỷ Devon chủ yếu là trầm tích lục địa màu đỏ giống như « cát kết cổ màu đỏ » của vùng caledonit Tây Âu. Trầm tích biển trong Devon của nền Đông Âu phân bố chủ yếu về phía đông, nơi nền tiếp giáp với địa mảng Uran và phía tây nam, nơi nền ít nhiều chịu ảnh hưởng của địa mảng Tây Âu. Nói chung trên khắp địa phận của nền vắng mặt trầm tích của Devon sớm, có lẽ lúc này cả nền là vùng nổi cao bị bào mòn.

Trầm tích Devon trung ở phía tây của nền, trong vùng cận Bantic, gồm các loại đá màu đỏ dày gần 100m, trong đó thỉnh thoảng có xen vào lớp sét vôi. Rõ ràng đây là trầm tích hồ, đầm trong lục địa. Trong đá chỉ có hóa thạch thực vật và động vật nước ngọt (*Estheria*, cá). Nguồn vật liệu hiển nhiên là từ cấu trúc caledonit phía bắc — địa mảng Grampian trước kia. Hoàn cảnh của vùng ngoại ô Mascova cũng tương tự như cận Bantic. Trong khi đó trầm tích Devon trung của tây nam nền (Vorone) chỉ có một số lớp trầm tích lục địa rất mỏng, tiếp lên trên là trầm tích sét, sét vôi và vôi chứa phong phú hóa thạch biển *Atrypa*, *Stringocephalus* v.v...).

Ở phía đông của nền chủ yếu là vôi, đôi nơi có cát kết, có nơi có cả thành phần phun trào, đá phiến chứa hóa thạch biển.

Từ những dẫn liệu trên chúng ta kết luận được rằng đến Devon trung phía đông và tây nam của nền Đông Âu bị ngập biển, trong khi đó chế độ lục địa vẫn còn duy trì ở phía tây của nền (h. 9-8 và 9-9).

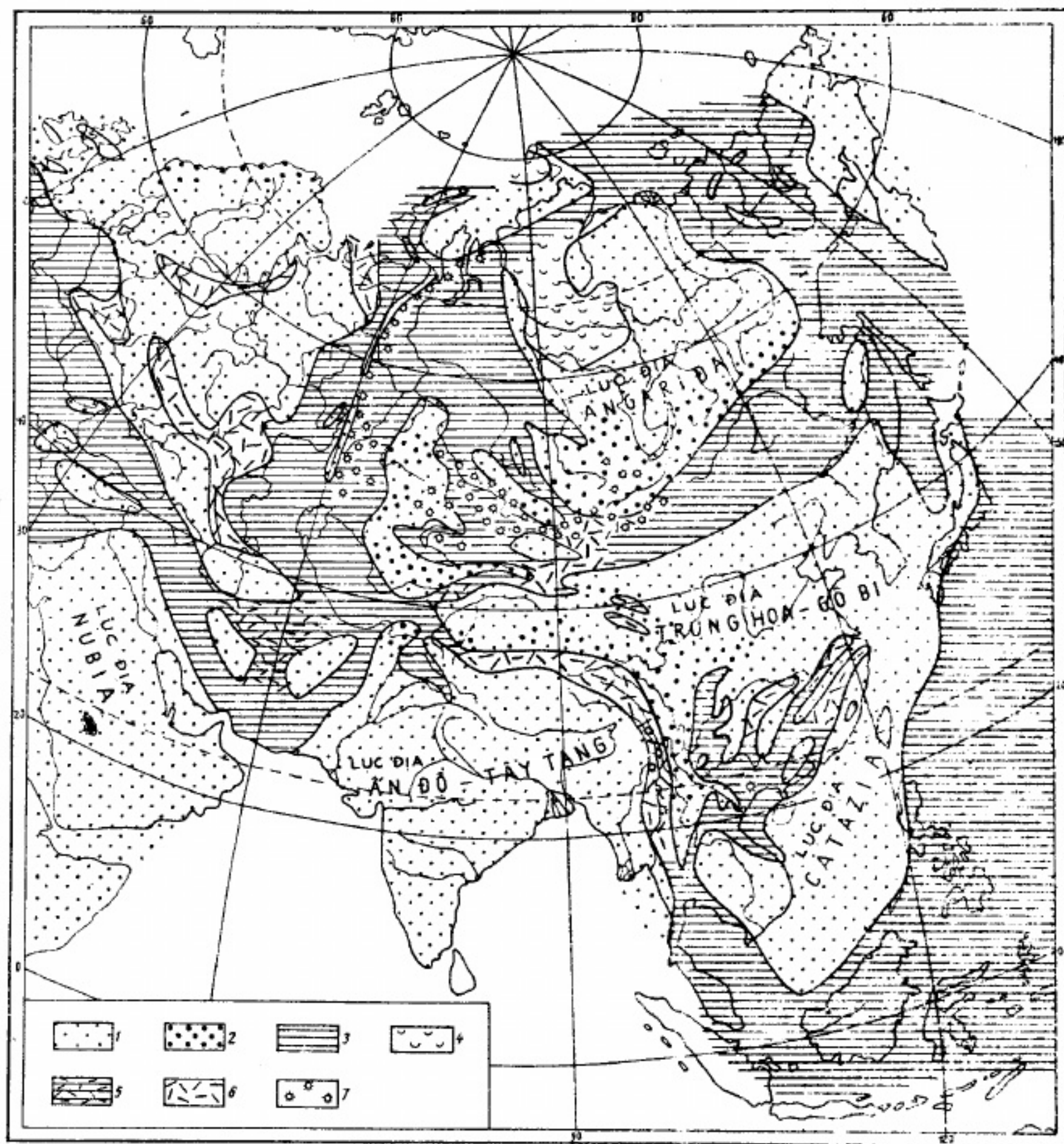


Hình 9-8. Trầm tích Devon trung ở nền Đông Âu (theo Strakhop).

1. trầm tích lục địa màu đỏ; 2. đá vôi sinh vật biển nông; 3. cát kết; 4. đá vụn núi lửa sườn đông Uran, 5. đá phiến sét, sét vôi có cát kết xen kẽ; 6. đá phiến sét; 7. biển.

Trầm tích Devon thượng có diện phân bố gần giống như ở Devon trung. Nửa đầu của Devon thượng (kỳ Frasn) trầm tích biển có cả ở rìa phía tây của nền. Đó là đá cacbonat chứa san hô, tay cuộn, tảo và cá chân đầu nữa, trong các mặt cắt đó đây cũng gặp cả những

lớp mỏng cát kết màu đỏ và sét. Có thể nói trừ vùng khiên Bantic và khối Azop — Podoli, còn tất cả lãnh thổ rộng lớn của nền Đông Âu trong nửa đầu của Devon muộn bị ngập biển.



Hình 9-9. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á ở Devon muộn (theo Xinhixun).

1. lục địa bằng phẳng ; 2. lục địa nổi cao ; 3. biển ; 4. vịnh tạo trầm tích muối ;
5. vùng trũng thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ ; 6. vùng trũng trầm tích màu đỏ ; 7. vùng núi lửa.

Qua sự phân bố trầm tích trên đây chúng ta có thể đi đến một nhận xét rằng với sự có mặt của san hô và tảo chứng tỏ khu biển ở độ sâu không lớn. Hơn

nữa, trong mặt cắt đôi nơi có mặt những gián đoạn hoặc những lớp mỏng trầm tích màu đỏ chứa cá, chứng tỏ hình thái biển thay đổi nhiều và có lẽ có những lúc xuất hiện những đảo.

Đến Famen diện biển bị thu hẹp hơn, phía cận Bantic trước đây có trầm tích vôi, đến đây lại xuất hiện trầm tích màu đỏ lục địa. Phía đông của nền tuy có chế độ biển nhưng thành phần sinh vật nghèo nàn, biển dần dần chuyển sang dạng vịnh vịnh, trong thành phần trầm tích xuất hiện ít nhiều thạch cao.

Nhìn chung ta có thể nói rằng nền Đông Âu bắt đầu sụp chìm từ đầu Devon trung cho đến kỷ Frasnian đạt mức sâu nhất, đến cuối kỷ lại bắt đầu thời gian chuyển động nâng cao.

NỀN SIBÊRI VÀ TRUNG QUỐC

Nền Sibêri trên đại thể có những nét gần gũi với nền Đông Âu trong lịch sử phát triển ở Devon, tuy diện ngập biển có ít hơn.

Đại bộ phận của nền là lục địa, có nơi trầm tích lục địa đạt tới bề dày 1000m chứa hóa thạch cá nước ngọt *Angarichthys*. Biển đã ngập vào phía tây của nền (vùng Tungut) do chịu ảnh hưởng của địa mảng Uran — Thiên Sơn và trực tiếp là sự sụp võng của dải Uran — Antai vào Devon trung và Devon muộn. Một vịnh biển từ bắc cực kéo vào phía tây bắc nền đã duy trì trong suốt kỷ. Đá của vịnh này chủ yếu là cacbonat chứa các di tích tay cuộn và san hô.

Nền Trung Quốc ở Devon sớm phần lớn là lục địa, dựa theo thành phần trầm tích Devon ở những vùng địa mảng xen giữa nền Bắc và Nam Trung Quốc, theo quan hệ sắp xếp song song giữa các trầm tích Paleozoi hạ và Paleozoi thượng ta có thể nhận định lục địa của nền Trung Quốc ở Devon là bằng phẳng. Biển Devon sớm chỉ hình thành một vịnh ở nền Nam Trung Quốc (Quý Châu, Quảng Tây v.v...). Đây là biển nông, trầm tích không dày, tương đá đơn dạng gồm cát kết, đá phiến sét, phiến vôi chứa phong phú hóa thạch tay cuộn và sét vôi.

Đến giữa Devon biển lấn vào cả một phần nền Bắc Trung Quốc (vùng Gobi), vịnh Quý Châu — Quảng Tây cũng mở rộng ra cả vùng caledonit Catalasia. Biển lúc này vẫn mang tính chất nông, trong đá trầm tích thành phần cacbonat giàu hóa thạch chiếm tỷ lệ lớn. Ở Devon muộn tình trạng nền chưa có thay đổi lớn so với Devon giữa (h. 9-9), đến cuối Devon muộn biển lùi khỏi đại bộ phận nền, ở vịnh biển Quý Châu — Quảng Tây hình thành rừng cây lộ trần và cây vầy đầu tiên.

NỀN BẮC MỸ

Nhìn chung toàn bộ Bắc Mỹ ta thấy diện trầm tích Devon hạ chỉ có ở các địa mảng phía tây và phía đông của lãnh thổ. Sang Devon trung biển mở rộng hơn

tràn vào nền Bắc Mỹ nhất là ở phía tây, biển đã từ địa máng Codic tràn vào phía tây nên hình thành một khu biển đáy bằng phẳng. Diện của biển được mở rộng thêm ở đầu Devon muộn (Frasni), nhưng đến cuối Devon muộn biển rút khỏi nền. Thành phần trầm tích Devon trung và Devon thượng chủ yếu gồm đá vôi, sét vôi giàu hóa thạch (san hô, tay cuộn v.v...). Ở phần trên của Devon thượng có nơi có trầm tích chứa muối, tổng bề dày trầm tích Devon chỉ dưới 500m. Sở dĩ có hiện tượng biển lùi ở cuối Devon, theo các nhà địa chất Mỹ, là do cuối Devon đã xảy ra hiện tượng nghịch đảo tại địa máng (pha acadi).

NỀN GONVANA

So với lịch sử phát triển ở các kỷ trước thì trầm tích Devon được mở rộng hơn, gồm cả tương biển và tương lục địa. Tuy nhiên về hình thái cổ địa lý của Gonvana ở kỷ Devon cũng tương tự như ở các kỷ trước, biển chỉ ngập vào vùng vòng nền Amazon ở phía tây, Bắc Phi và Đông Úc. Phần còn lại của khối nền vẫn là một đại lục mệnh mông ở phía nam bán cầu từ Nam Mỹ qua Phi, Ấn Độ và Úc. Ở vùng Amazon có mặt trầm tích của cả ba thống. Ở Bắc Phi cũng có đá cát kết và đá phiến chứa hóa thạch tay cuộn, bọt biển v.v... của cả ba thống. Ở Nam Phi, vùng Transvaan phổ biến trầm tích lục địa tuổi Devon chứa di tích cá nước ngọt với bề dày không lớn lắm. Phía đông của nền, vùng Đông Úc người ta cũng gặp đá vôi và đá phiến chứa hóa thạch Devon hạ đến Devon thượng.

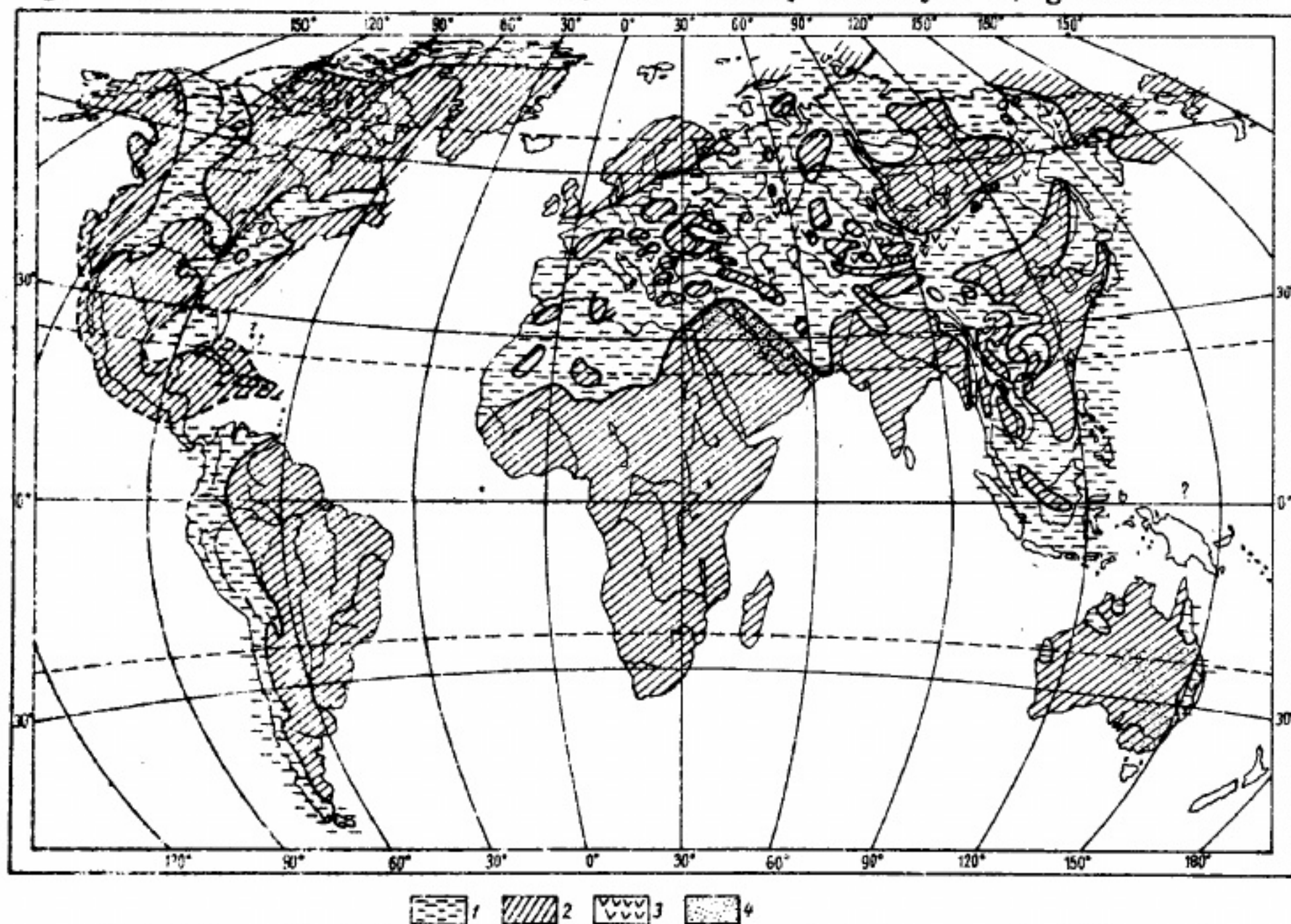
HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

Kỷ Devon bắt đầu một giai đoạn mới trong lịch sử vỏ quả đất. Sự kết thúc các hoạt động của địa máng trong chu trình caledoni ở cuối Silua đã làm vỏ quả đất có nhiều biến đổi lớn.

Chế độ biển

Đầu kỷ Devon biển đã rút khỏi nhiều nơi, trước hết là những khu vực có kiến trúc caledonit và những vùng có chịu ảnh hưởng của nghịch đảo kiến tạo này. Người ta thấy rõ biển Devon sớm chỉ có chủ yếu ở những vùng địa máng không trải qua uốn nếp caledoni như phần lớn đại Địa Trung Hải, đông Uran và Thiên Sơn. Cuối Devon sớm diện tích biển có mở rộng hơn, nhưng cũng chưa thay đổi về cơ bản hoàn cảnh cổ địa lý của thời kỳ. Phần lớn các nền vẫn là lục địa. Theo Xinhixun (1962) ở Đông và Nam Á biển Devon sớm chỉ có mặt ở nam Trung Quốc và miền Bắc Việt Nam. Lục địa Ấn Độ — Tây Tạng ở phía tây và lục địa Catazia, phía đông và nam châu Á (bao gồm từ cấu trúc caledonit Catazia ở miền ven biển Phúc Kiến qua Hải Nam đến vùng cao nguyên Công Tum và Korat ở Thái Lan) vẫn không bị biển ngập. Hai lục địa lớn trên nối liền với nhau qua lục địa lớn Trung Hoa — Gôbi ở phía bắc (h. 9-9).

Nhìn về toàn cục mà nói thì khu vực lục địa ở Devon sớm rộng hơn so với cả Silua và Devon muộn. Devon trung là giai đoạn sụp lún và biển ngập mạnh mẽ. Ngoài những khu vực địa mảng ra, biển tràn vào các nền Bắc Mỹ, Đông Âu, Sibêri, Trung Quốc và ngay cả ở nền Gonvana biển Devon trung cũng có tràn ngập một diện tích nhất định. Diện tích biển Devon đạt mức cực đại vào kỳ Frasnian (kỳ đầu của Devon muộn), khi đó cả những nền và địa mảng biển đều ngập một diện tích lớn nhất so với bất kỳ lúc nào trong kỷ. Biển mở rộng ở Bắc Mỹ, ở nền Đông Âu, ở địa mảng Tây Âu, ở Cazactan, Đông Nam Á v.v... (h. 9-10). Đến kỳ Famennian (kỳ cuối của Devon) biển dần dần thu hẹp và rút khỏi đại bộ phận của nền Đông Âu và hoàn toàn rút khỏi nền Bắc Mỹ, nền Sibêri. Tình hình biển ở các khu vực địa mảng vào kỳ Famennian phức tạp hơn so với tình hình ở các nền. Ở một số nơi như ở địa mảng Apalat (đông bắc Mỹ), ở vùng Acden, Brota, tây nam Trung Quốc, Úc vào cuối Devon đã xảy ra một pha nghịch đảo kiến tạo bộ phận (pha breton), là pha lớn đầu tiên của chu kỳ hecxin. Do đó biển đã rút khỏi các địa phận vừa nêu một thời gian. Ở miền Bắc Việt Nam hoàn toàn vắng mặt trầm tích của bậc Famennian, những dẫn liệu về sự có mặt của trầm tích Frasnian cũng không có đảm bảo chắc chắn. Có thể ngay khi kết thúc giai đoạn trầm tích của Givet ở Việt Nam đã xảy ra chuyển động đầu tiên của



Hình 9-10. Sơ đồ cổ địa lý thế giới ở Devon muộn (theo Nhemcốp ; Grechinikova...).
1. biển ; 2. lục địa ; 3. vùng hoạt động núi lửa ; 4. vùng trầm tích lục địa.

chu kỳ hecxin, sớm hơn ở các nơi khác. Ở một số ít nơi khác, như ở Cazactan chẳng hạn, trầm tích Devon chuyển tiếp dần lên trầm tích Cacbon hạ không có gián đoạn.

Theo Strakhov (1948) lịch sử chuyển động của kỷ Devon có những nét gần gũi với lịch sử Cambri. Sự gần gũi đó thể hiện trước hết ở hoạt động biển tiến, biển lùi ở trên vỏ quả đất, tuy các khu biển có khác nhau ở hai kỷ. Sự hình thành các khu biển Devon cũng có liên quan với hoạt động kiến tạo. Kỷ Devon cũng giống như kỷ Cambri đều bắt đầu một giai đoạn mới của một chu kỳ kiến tạo, kỷ Devon thuộc giai đoạn đầu của chu kỳ hecxin, còn kỷ Cambri — chu kỳ caledonit. Tuy nhiên hai kỷ có những sự khác nhau, trước hết các khu vực biển ngập ở hai kỷ không giống nhau, ở kỷ Cambri biển ngập nhiều nhất là nền Sibêri và Trung Quốc, còn nền Bắc Mỹ và nền Đông Âu biển ít ngập hơn, trong kỷ Devon tình hình diễn ra theo chiều ngược lại. Trong kỷ Cambri ở các khu vực địa mảng biển ngập sâu, rộng khắp mọi nơi, trong khi đó ở kỷ Devon biển hầu như không tràn vào các vùng caledonit. Cuối cùng, nếu như trong kỷ Cambri ta chỉ quan sát được chuyển động vào Cambri muộn ở vùng Salai — Antai (pharalai), thì ở Devon người ta quan sát được nhiều biểu hiện của chuyển động cục bộ hơn như chuyển động vào giữa Devon sớm và Devon trung ở trung tâm Cazactan, cuối Devon trung — đầu Devon muộn ở Uran và có lẽ cả ở miền Bắc Việt Nam, chuyển động vào cuối Devon muộn ở vùng Breta, Apalat và Trung Quốc, Úc v.v...

Biển ở những khu vực địa mảng khá phức tạp, điều kiện địa lý tự nhiên thay đổi nhiều do tính chất hoạt động của địa mảng. Thường trong khu biển có nhiều đảo nhưng chúng xuất hiện và chìm mất cũng nhanh theo thời gian địa chất, hình thái bờ biển cũng đổi thay nhiều.

Hoạt động núi lửa trong kỷ Devon hình như cũng mạnh mẽ hơn ở kỷ Cambri, trong kỷ Devon các vùng có hoạt động núi lửa chỉ riêng ở Âu — Á bao gồm vùng tây và trung Nam Sibêri, Đông Uran, miền trung và đông Cazactan, vùng Antai, Saian, Tây Mông Cổ, Viễn Đông Liên Xô, Tây Thiên Sơn và cả ở vùng phía đông lục địa Ấn Độ — Tây Tạng nữa v.v... Ngay ở phía nam Á như Tây Campuchia, và cả ở Việt Nam nữa cũng có hoạt động núi lửa ngầm; sự có mặt đá phun trào và những tầng silit dày không có nguồn gốc sinh vật đã chứng tỏ điều đó.

Hình thái lục địa trong phạm vi các nền ở kỷ Devon bằng phẳng và ít phân dị thành các vùng nâng và vùng võng, bề dày trầm tích không lớn, lớp phong hóa phủ trên bề mặt lục địa khá dày. Sự tương phản của địa hình chỉ thể hiện rõ nét ở những khu vực caledonit như ở rìa nam của Angarit (Cazactan, Bắc Thiên Sơn, Saian — Antai, Bắc Mông Cổ), vùng Tây Âu (Nam Anh) v.v... Chính những nơi này cung cấp các vật liệu trầm tích thô lục nguyên. Trong nhiều mặt cắt Devon thành phần đá màu đỏ rất phổ biến chứng tỏ dạng địa hình bình nguyên rìa núi, vì chỉ trong điều kiện đó quá trình phong hóa laterit mới diễn ra mạnh

mẽ. Ở Devon trung và Devon muộn sự phân dị địa hình thể hiện rõ nét hơn, hình thành những vùng nổi cao và vùng sụp võng.

Việc lập lại tỉ mỉ điều kiện khí hậu ở kỷ Devon còn gặp nhiều khó khăn. Phần lớn các nhà nghiên cứu có nhận định thống nhất về khí hậu khô hạn trong kỷ Devon. Điều kiện khí hậu này là một sự kiện lớn trong lịch sử phát triển vỏ quả đất, nó bao trùm một diện tích rất rộng lớn. Chính vì vậy người ta gặp ở rất nhiều nơi trên vỏ quả đất những sản phẩm của hiện tượng khí hậu khô hạn trong trầm tích Devon (thạch cao, muối, dolomit, trầm tích màu đỏ). Điều kiện khí hậu đó làm quá trình phong hóa hóa học xảy ra mạnh mẽ, các lớp vỏ phong hóa màu đỏ rất phổ biến và hình thành những sa mạc màu đỏ. Theo Strakhov (1960) trong địa phận Âu—Á có thể bao gồm hai khu vực khí hậu khô hạn là Đông Bắc và Tây Nam phân cách nhau bằng dải khí hậu nhiệt đới. Khu vực Đông Bắc bao gồm vùng Taimura, Tungut, Taskhaiac và Xete Đaban ở Viễn Đông Liên Xô. Ở những nơi này, trong trầm tích Devon đều có mặt trầm tích màu đỏ, trầm tích chứa thạch cao, chứa muối và dolomit. Khu vực khí hậu khô hạn Tây Nam bao gồm vùng cát kết màu đỏ ở Anh, đá dolomit xen những lớp thạch cao ở vùng Bantic, vùng Ukrain, Đonbat và Cazactan, Alatau. Giữa hai khu vực kể trên có một dải khí hậu nóng ẩm kiểu nhiệt đới, vì thế đã hình thành các trầm tích chứa than ở Timan, chứa boxit ở đông Uran, boxit và than ở Salai và Cuzbat, than ở trung Cazactan. Xinhixun (1962) quan niệm khác Strakhov, theo ông vùng Âu—Á chỉ nên coi là một khu vực khí hậu khô hạn vì rằng ngay ở vùng Cazactan, Bắc Thiên Sơn, Tây Trung Quốc, Tây Nam Mông Cổ là những nơi mà Strakhov coi như thuộc khí hậu nhiệt đới lại khá phổ biến trầm tích màu đỏ kiểu khí hậu khô hạn. Bên cạnh đó, trong trầm tích biển lại có mặt những loạt trầm tích màu sắc sỡ và dolomit. Xinhixun cho rằng sự có mặt của than ở Timan, Trung Cazactan, Cuzbat, boxit ở Đông Uran, Salai có lẽ có liên quan đến địa hình hơn là với khí hậu nóng ẩm. Bề dày lớn và thành phần thô của trầm tích chứng tỏ núi có độ cao khá lớn. Độ cao của núi có thể giữ lại độ ẩm do gió mang tới làm cho khí hậu dịu mát đi, xuất hiện những địa phương có thể phát triển thực vật và quá trình phong hóa laterit từ đó mà hình thành được than đá và boxit.

Trong trầm tích biển Devon hạ và Devon trung khắp nơi đều phong phú đá vôi, điều đó chứng tỏ nhiệt độ nước biển khá cao, thuận tiện cho việc trầm đọng thành phần vôi.

Đến Devon muộn khí hậu có lẽ trở nên dịu hơn và càng dịu hơn nữa sang đầu kỷ Cacbon. Diện phân bố trầm tích màu đỏ có liên quan với khí hậu khô nóng thu hẹp một cách rõ rệt. Chính điều kiện khí hậu dịu mát đó tạo điều kiện hình thành các khoáng sàng than đá. So với than đá kỷ Cacbon thì than đá Devon muộn không lớn và phần nhiều là than có nguồn gốc tảo, còn than có nguồn gốc thực vật cấp cao ở đầm lầy (dương xỉ và cây vảy v.v...) mãi đến thời gian cuối cùng của kỷ mới xuất hiện.

Chương 10

KỶ CACBON

Kỷ mang tên Cacbon do tính chất đá của hệ, lần đầu tiên trong lịch sử vỏ quả đất chứa nhiều vỉa than đá (tiếng La tinh carbonis là than). Năm 1822 Conibia và Philip (W. Conybeare, W. Phillips) dùng chữ « đá Cacbon » để chỉ khối lượng trầm tích ở Anh ứng với hệ Devon và Cacbon hiện nay. Người xác lập khối lượng của hệ Cacbon đồng thời với việc xác lập hệ Devon là Setuyech và Murchison (A. Sedgwick, Murchison, 1839). Thời gian của kỷ kéo dài khoảng 53 triệu năm.

Trên thế giới hiện không có sự thống nhất về phân chia địa tầng hệ Cacbon. Ở Tây Âu hệ Cacbon được phân làm hai thống : thống dưới hay Đinan thuộc tương biển, thống trên hay Silezi phần lớn thuộc tương lục địa chứa than. Ở Liên Xô, hệ Cacbon gồm ba thống, còn ở Mỹ lại chia làm hai hệ là Misisipi và Pensinvan (1). Dưới đây là bảng đối chiếu cách phân chia địa tầng khác nhau đó.

<i>Tây Âu</i>		<i>Liên Xô</i>		<i>Mỹ</i>
Cacbon thượng (Silezi)	Stefan	Cacbon (2) thượng	Orenbua Gjeli	Pensinvan
	Vesfali	Cacbon trung	Moscop Baskia	
	Namua	Cacbon hạ	Namua	Misisipi
Cacbon hạ (Đinan)	Vizê		Vize	
	Tuane		Tuane	

Các nhà địa chất Pháp cũng sử dụng một số bậc phân chia của Cacbon trung và thượng ở Liên Xô như bậc Moscop. Họ cũng dùng phân vị Uran (Ouralien)

(1) Hội nghị địa chất quốc tế (1960) quyết định coi các « hệ » Misisipi và Pensinvan của Mỹ ngang hàng với thống của Thang địa tầng quốc tế.

(2) Các bậc Cacbon thượng ở Liên Xô trước đây, từ dưới lên gồm Casimôp và Gjeli (Tự điển địa chất, tiếng Nga, 1960, tập I). Trước nữa (Borisiac, 1934) gọi thống Cacbon trung là Moscop và Cacbon thượng là Uran. Rotai (1941) coi Tuane, Vize và Namua thuộc Cacbon hạ, còn Cacbon thượng gồm 3 bậc Caian, Moscop và Uran (Gjeli).

do Munie-Khanmas và Laparăng đề nghị (Munier-Chalmas, Lapparent, 1894), phân vị địa tầng này đã được các nhà địa chất Pháp ở Đông Dương sử dụng để gọi hệ tầng đá vôi Paleozoi thượng (đá vôi Uralo-Pecmi).

Tầng dưới cùng của bậc Tuane ở một số nước được tách thành bậc Etrung (Strunien = Etroeungt). Tầng này thường chứa dạng hóa thạch lẫn lộn, chuyển tiếp giữa Devon và Cacbon. Tuy có một số tác giả Tây Âu sử dụng, song « bậc » Etrung tỏ ra không có cơ sở đầy đủ nên ngày nay bị lãng quên dần.

THẾ GIỚI SINH VẬT

Sinh vật trong kỷ Cacbon đã mất dần các yếu tố cổ xưa của Paleozoi, xuất hiện và phát triển nhiều yếu tố mới. Ngay từ trước khi bắt đầu kỷ Cacbon hàng loạt những dạng sinh vật đặc trưng cho các kỷ trước đã bị tiêu diệt. Bút đá sang đến hệ Cacbon không còn gặp nữa, bộ ba thúy tuy lác đác còn gặp nhưng đã mất ý nghĩa, thực vật lộ trần (Psilophyta) cũng đã bị tiêu diệt. Trong kỷ Cacbon phát triển phong phú thực vật trên cạn của ngành dương xỉ. Chính sự phát triển phong phú thực vật mà trong kỷ Cacbon đã hình thành những khu rừng rậm, là cơ sở để hình thành các khoáng sàng than đá lớn. Lưỡng cư tiếp tục phát triển và phong phú hơn so với Devon, xuất hiện các đại biểu đầu tiên của lớp bò sát. Trong động vật không xương sống đặc biệt phát triển lớp trùng lỗ của nguyên sinh động vật, các ngành ruột khoang, tay cuộn tiếp tục phát triển nhưng mang những yếu tố mới. Chúng ta sẽ lần lượt đi qua một số nhóm sinh vật của kỷ.

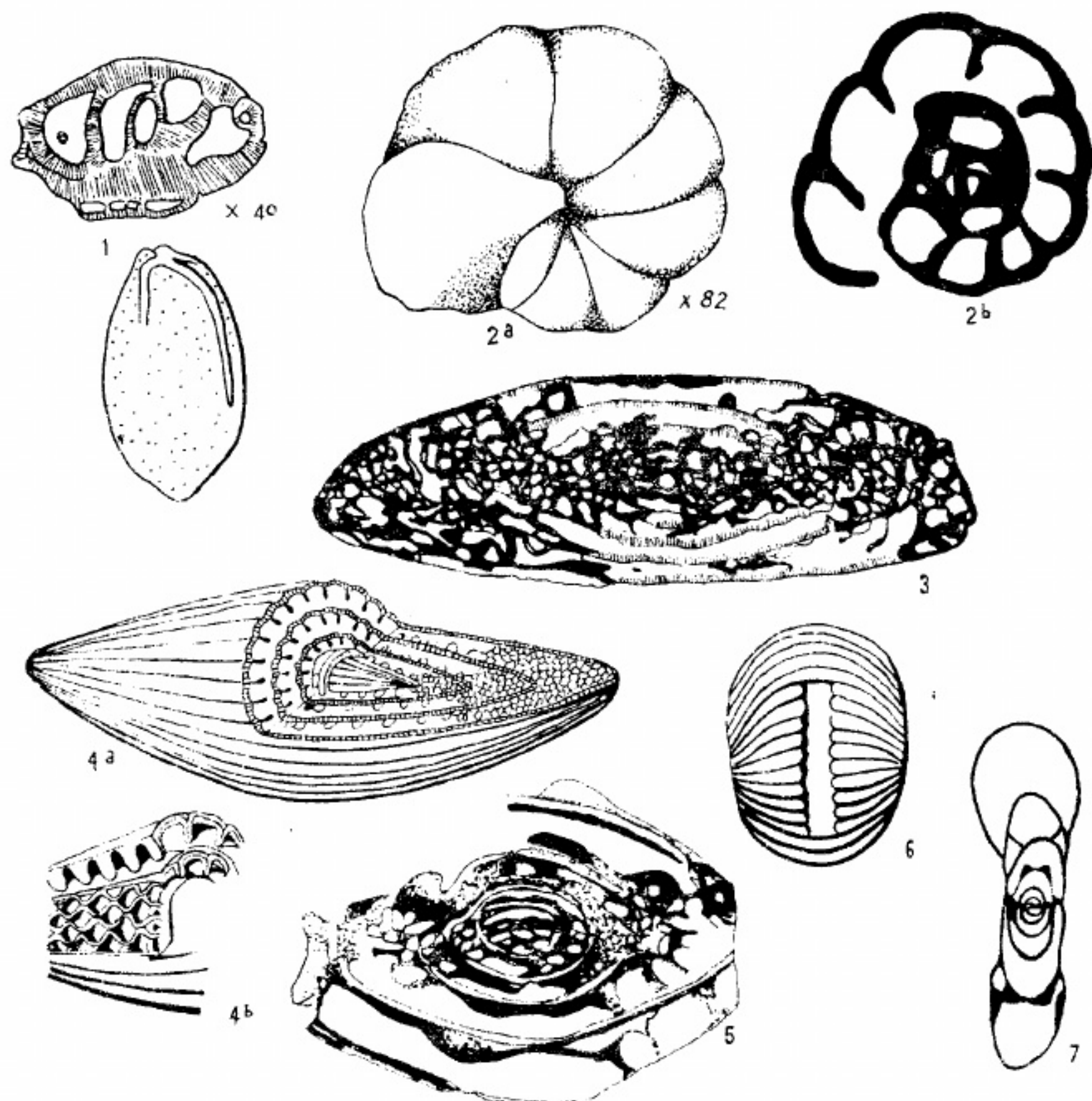
ĐỘNG VẬT BIỂN

Động vật nguyên sinh. Kỷ Cacbon và kỷ Pecmi hình thành một giai đoạn lớn của lịch sử vỏ quả đất trong sự phát triển phong phú động vật nguyên sinh. Phụ lớp trùng lỗ (Foraminifera) với bộ Fusulinida phát triển rất phong phú và trở thành một trong những nhóm hóa thạch chỉ đạo chủ yếu của hệ Cacbon. Trong nhiều trường hợp vỏ Fusulinida đã trở thành yếu tố tạo đá vôi.

Trong Cacbon sớm chỉ mới gặp những dạng hóa thạch kích thước nhỏ ý nghĩa địa tầng còn hạn chế. Các giống hay gặp ở Việt Nam là *Archæodiscus*, *Plectogyra*, *Parathurammia* (h. 10-1).

Từ phần trên của Cacbon hạ các đại biểu của Fusulinida bắt đầu đóng vai trò lớn không những về địa tầng mà cả ý nghĩa tạo đá nữa. Những giống thường gặp nhất trên thế giới cũng như ở Việt Nam là *Fusulina*, *Fusulinella*, *Staffella*, *Mullerella*, *Nankinella* (h. 10-1).

Ruột khoang. Trong các đại biểu của ruột khoang ở Cacbon chỉ có san hô bốn tia còn có ý nghĩa lớn, vai trò của san hô vách đáy bị giảm sút, ruột khoang lỗ tầng hầu như mất hết ý nghĩa địa tầng.

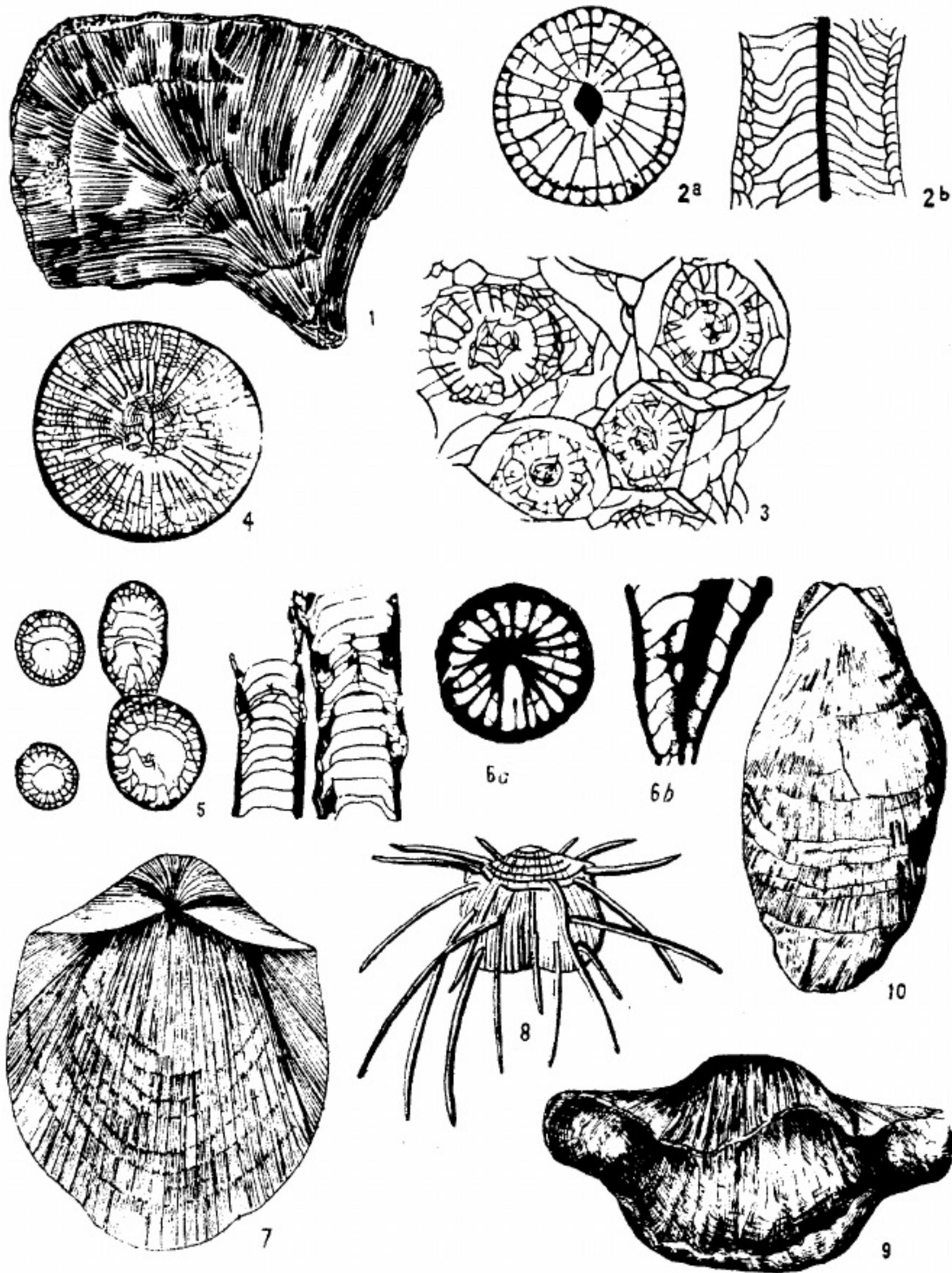


Hình 10-1. Một số dạng hóa thạch trùng lỗ của kỷ Cacbon (phóng đại hàng chục lần).

1. *Archaediscus karreri* Brady; 2. *Endothyra bowmani* Phillips; 3. *Triticitis secalicus* (Say); 4. *Fusulina* (sơ đồ cấu tạo); 5. *Fusulinella boeki* Moeller; 6. *Stafella moellerana* Thompson; 7. *Millerella marblensis* Thompson.

Trong số san hô dạng vách dày chỉ có vài dạng hay gặp và có ý nghĩa là *Chaetetes* và *Syringopora*.

San hô bốn tia vẫn tiếp tục phát triển và có vai trò đáng kể, phần lớn chúng thuộc loại san hô ba đới, trong cấu trúc bộ xương ngoài vách dày, mô bột còn có một trụ thật hoặc trụ giả ở giữa. Việc sử dụng san hô bốn tia vào phân chia địa tầng có kết quả nhất là ở phần châu Âu của Liên Xô và miền nam Trung Quốc. Các giống đáng chú ý gồm *Lithostrotion*, *Lonsdaleia*, *Dibunophyllum*, *Keuichouphyllum*, *Yunnanophyllum* (h. 10-2).



Tay cuộn. Nhiều đại biểu có ý nghĩa lớn trong Devon sang kỷ Cacbon không gặp nữa hoặc giảm hết ý nghĩa như bộ Strophomenida. Các đại biểu của bộ Spiriferida, Rhynchonellida tiếp tục phát triển với những dạng mới. Đại biểu của bộ Productida đặc biệt phát triển và nhiều nơi vỏ của chúng đã hình thành những tầng đá vôi.

Các giống có ý nghĩa đối với địa tầng gồm *Choristites*, *Productus*, *Gigantoproductus*, *Striatifera*, *Martinia*, *Meekella* v.v... (h. 10-2).

Thân mềm. Các đại biểu của Nautiloidea đã mất ý nghĩa, nhóm Goniatites vẫn phát triển và có đường thủy yên phức tạp hơn. Số lượng thủy trên vỏ đạt tới 4 — 10 trên mỗi mặt, yên đã có đường cong bậc hai và có thể có cả đường khía răng cưa. Ở nhiều nơi như Liên Xô, Bắc Mỹ, Bỉ, Anh người ta đã sử dụng các đại biểu của nhóm Goniatites để phân chia địa tầng Cacbon một cách tỉ mỉ, thành các đới. Các dạng sau đây có ý nghĩa lớn hơn cả đối với địa tầng Cacbon - *Gastrioceras*, *Reticuloceras*, *Pericyclas*, *Dimorphoceras* (h. 10-3).

Bên cạnh lớp chân đầu, các đại biểu của lớp chân riu cũng có nhiều dạng có ý nghĩa. Ta có thể kể đến các giống *Posidonia*, *Aviculopecten*, *Pseudomonotis*.

Trong số chân bụng có thể kể đến *Euomphalus*, *Bellerophon* (h. 10-3).

Ngoài các nhóm đã kể trên trong số động vật không xương sống ở biển còn có mặt các đại biểu của ngành da gai, bộ ba thùy v.v... Các đại biểu của ngành da gai đáng chú ý là Crinoidea và Blastoidea. Crinoidea sống ở những vùng biển ven bờ, chúng thường có thể thành tạo đá vôi cùng với tảo vôi, trùng lỗ, san hô. Blastoidea rất phát triển ở Cacbon và phong phú hơn cả là ở Bắc Mỹ. Ta có thể kể đến *Platyclinus*, *Phanocrinus* của Crinoidea và *Orophocrinus* của Blastoidea.

Bộ ba thùy tuy không còn có ý nghĩa lớn nữa nhưng cũng còn một vài dạng như *Phillipsia*. Rêu động vật cũng phát triển và cũng có ý nghĩa đối với địa tầng.

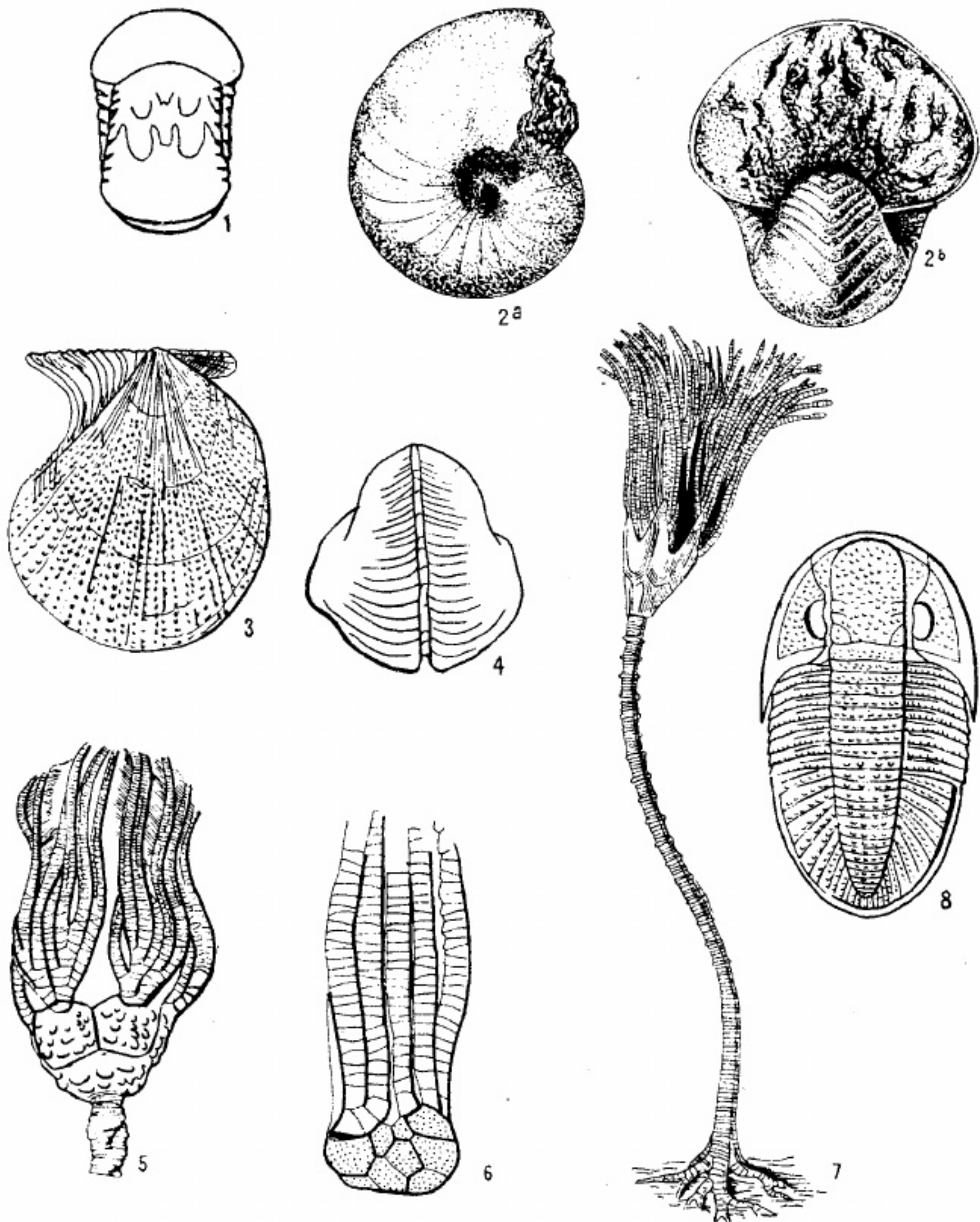
ĐỘNG VẬT TRÊN CẠN

Ở dưới nước cá sụn và cá xương tiếp tục phát triển, còn các dạng cá giáp giảm sút vai trò, cá cánh tia (Crossopterigi) chỉ còn sót một vài dạng.

← Hình 10-2. Một số hóa thạch san hô và tay cuộn kỷ Cacbon.

San hô (1-6): 1. *Chaetetes* sp.; 2. *Lithostrotion irregulare* Phillips; 3. *Lonsdaleia floriformis* (Martin); 4. *Dibunophyllum vaughani* Salée; 5. *Tschusovskenia captiosa* Dobrolyubova; 6. *Zaphrentis parallelus* (Carruthers).

Tay cuộn (7-10): 7. *Choristites mosquensis* Fischer; 8. *Productus longispinus* (Sow.); 9. *Gigantoproductus giganteus* (Sow.); 10. *Striatifera striata* (Fischer).



Hình 10-3. Một số hóa thạch ngành thân mềm và động vật khác của kỷ Cacbon.
 Thân mềm (1-4): 1. *Gastrioceras listeri* (Martin); 2. *Ephippioceras clitellarium* (Sowerby).
 3. *Aviculopecten rugosus* Termier G. et H. ; 4. *Bellorophon sublaevis*.
 Da gai (5-7): 5. *Platycrinites hemisphaericus* (Meek et Worthen); 6. *Planocrinus formosus* Worthen; 7. *Orophocrinus fusiformis* Bath.
 Bộ ba thùy: 8. *Phillipsia gemmulifera* Phillips.

Đáng chú ý nhất là động vật có xương sống trên cạn. Các đại biểu của lưỡng cư cổ rất phát triển, đó là nhóm đầu giáp (Stegocephalia) đã xuất hiện từ Devon. Trong kỷ này chúng khá đa dạng, nhưng vẫn giữ những nét cấu tạo giải phẫu cổ xưa, gần gũi với tổ tiên chúng là cá cánh ~~lửa~~. Đại vai còn liên hệ chặt chẽ với đầu, xương chậu chưa có mối liên kết chặt chẽ với cột sống. Phương thức cử động của chúng cũng thể hiện tính chất rất lạc hậu. Do đại vai và đuôi sắp xếp theo vị trí thẳng góc với trục thân và nằm ngang nên sự di động của con vật trở nên rất nặng nề, con vật muốn nâng thân mình lên khỏi mặt đất phải tốn một năng lượng khá lớn. Với cấu tạo chi như vậy trong thực tế con vật không thể bước chân đi như các động vật bốn chi hiện nay mà là trườn kiểu rắn bò, hay nói cách khác là «bơi» trên cạn. Như vậy là mặc dầu đã lên cạn lưỡng cư cổ xưa vẫn còn giữ tính chất cử động «bơi trườn» của tổ tiên nó ở dưới nước là cá cánh mấu. Các hóa thạch lưỡng cư cổ được phát hiện nhiều ở Anh, Bắc Mỹ. Ta có thể kể tên một vài giống như *Cacops*, *Eryops* (h. 10-4).

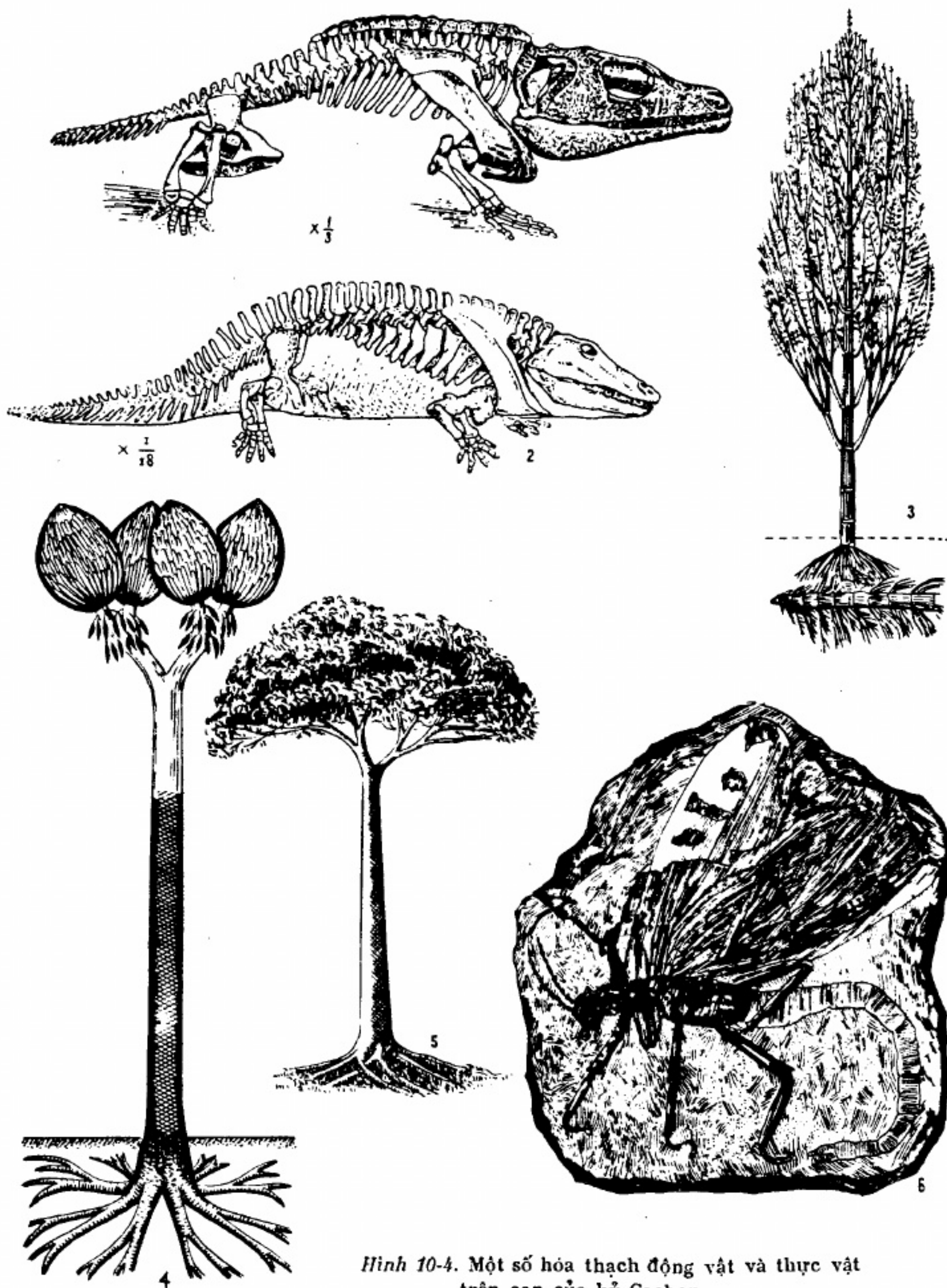
Bò sát chỉ mới xuất hiện và trong các trầm tích Cacbon rất ít khi gặp.

Liên quan với sự phát triển phong phú của thực vật trên cạn mà ta sắp xét đến ở phần sau, trên mặt đất ở kỷ Cacbon rất phát triển sâu bọ, trong đó dạng chuồn chuồn cổ đạt tới kích thước rất lớn, bề dài hai cánh tới 1,5m (h. 10-4). Ta có thể nói sâu bọ chiếm độc tôn trong khoảng không ở kỷ Cacbon, chúng không gặp một kẻ thù nào cạnh tranh trong điều kiện lá cây là thức ăn rất dồi dào nên chúng rất phát triển.

THỰC VẬT

Thực vật trên cạn của kỷ Cacbon tiếp tục phát triển những dạng từ Devon muộn. Trong khi thực vật lộ trần (Psilophyta) bị tiêu diệt thì thực vật dương xỉ cây to, thân mộc đạt sự phát triển phong phú và đa dạng. Thông thường ý nghĩa địa tầng của thực vật bị hạn chế, song ở kỷ Cacbon do sự phong phú, đa dạng và biến đổi nhanh mà ở nhiều nơi trên thế giới, nhất là ở Tây Âu, thực vật đã đóng một vai trò lớn trong công tác phân chia địa tầng.

Trước hết nhóm cây vẩy (Lepidophyta), là một nhóm của ngành thạch tùng, phát triển rất phong phú. Thân cây có thể cao tới 30 — 40m và đường kính gốc tới vài mét. Thân của nhóm cây vẩy này có những vết sẹo lá sắp xếp hình vẩy, từ đó mà có tên thực vật cây vẩy (tên khoa học Lepidophyta từ gốc chữ Hy Lạp, lepidos là vẩy, phyta là thực vật). Thân cây không phân cành mà chỉ hình thành một túm nhánh phân đôi ở ngọn tạo thành một cái tán. Do sống trong điều kiện đầm lầy chúng có bộ rễ phân nhánh dầy cộng tạo thành hệ rễ mang tên riêng là Sticmaria. Các giống điển hình của nhóm cây vẩy này là *Lepidodendron*, *Sigillaria* (h. 10-4, 10-5).



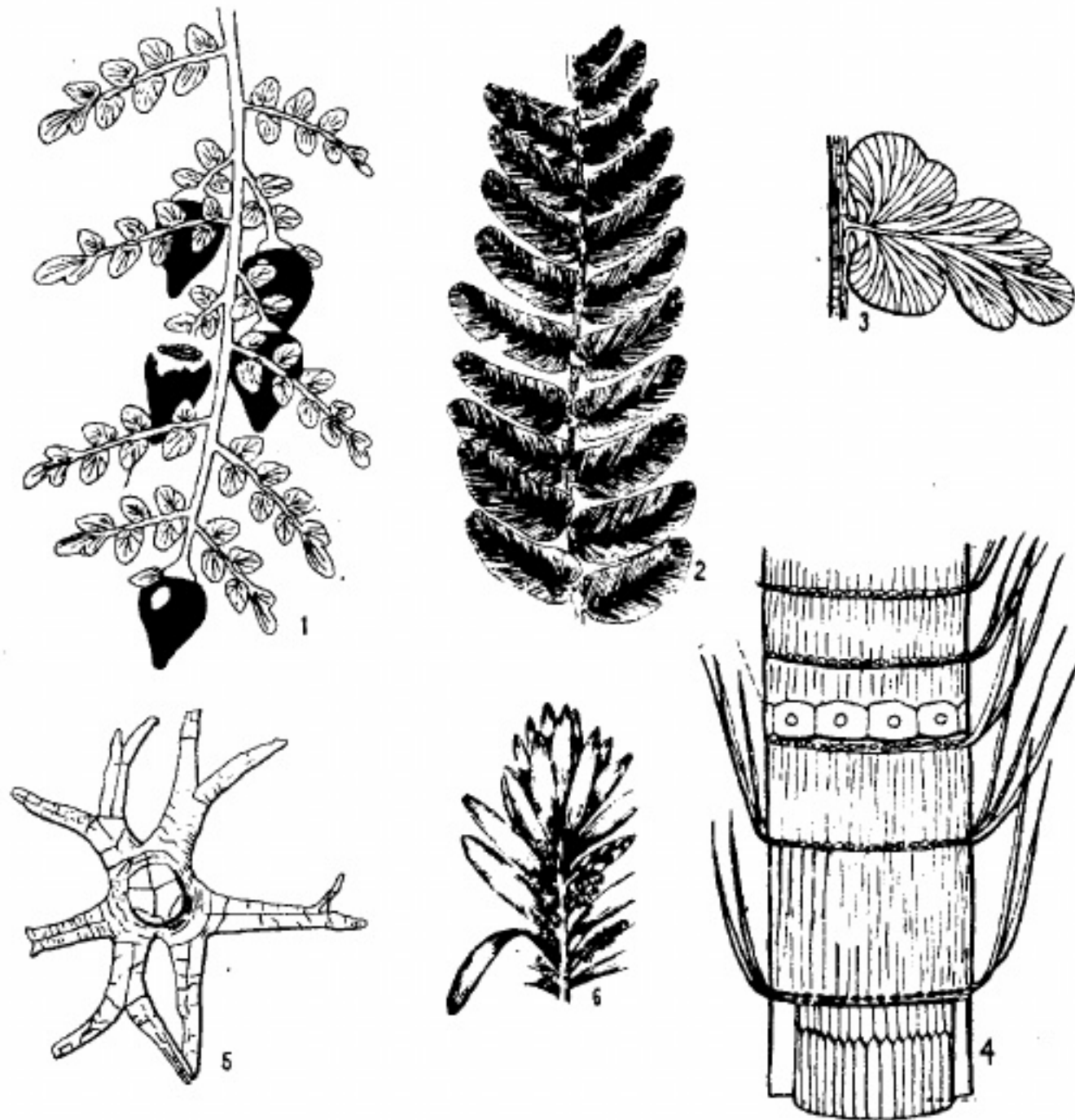
Hình 10-4. Một số hóa thạch động vật và thực vật trên cạn của kỷ Cacbon.

1. *Cacops* ; 2. *Eryops* ; 3. *Calamites* ; 4. *Sigillaria* ; 5. *Lepidodendron* ; 6. Chuồn chuồn : *Protophasma dumassi*.

Cùng với thực vật cây vầy, các loại thực vật dương xỉ thân đốt và dương xỉ có hạt cũng rất phát triển. Chúng cũng là những cây cao to khác hẳn với dương xỉ hiện tại. Các giống như *Neuropteris*, *Sphenopteris*, *Pecopteris* v.v... thường gặp hóa thạch ở dạng lá và khó phân biệt đó là dương xỉ hay dương xỉ có hạt nếu như không có hóa thạch « quả » kèm theo. Ngoài ra còn có nhiều đại biểu của thực vật thân đốt như *Calamites*, *Sphenophyllum* và những đại biểu của thực vật hạt trần cổ xưa như *Cordaite*.

Trong các khu rừng tạo than ở kỷ Cacbon vai trò đầu tiên là thực vật cây vầy, sau đó là thực vật thân đốt (*Calamites*, *Annularia*), ngoài ra còn có dương xỉ có hạt và các đại biểu mới xuất hiện của tuế (*Taeniopteris*).

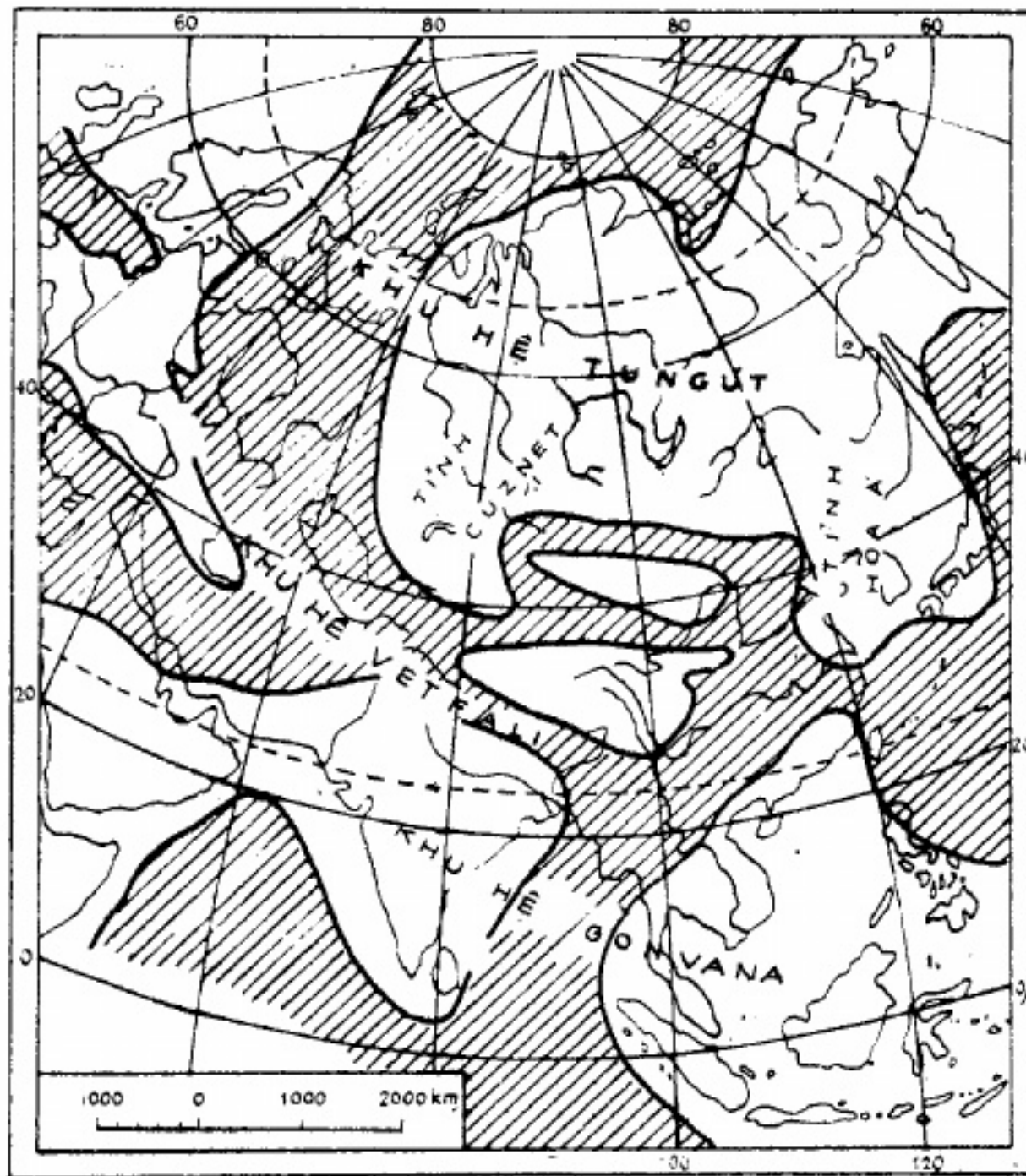
Về mặt phân bố địa lý, thực vật ở Cacbon sớm cũng giống như ở Devon, mang tính chất đồng nhất trên thế giới. Thực vật thời gian này phản ánh điều kiện khí hậu ẩm áp.



Hình 10-5. Một số dạng thực vật của Cacbon.

1. *Neuropteris heterophylla* Feistmantel (cành hữu thụ); 2. *Neuropteris* sp.; 3. *Sphenopteris striata* Gothan; 4. *Calamites goepperti* Ettingshausen; 5. Rễ cây kiểu sticmaria (*Stigmaria ficoides* Brongniart); 6. *Cordaitales*.

Từ Cacbon trung bắt đầu sự phân hóa thành các khu hệ và tỉnh địa lý thực vật thích ứng với những điều kiện khí hậu khác nhau. Nhà cổ sinh Liên Xô Krishtofovich đã đề nghị phân chia ba khu hệ địa lý thực vật ở kỷ Cacbon (h. 10-6).



Hình 10-6. Các khu vực địa lý thực vật ở Âu — Á trong kỷ Cacbon (theo Krishtofovich).

1) Thực vật của khu hệ nhiệt đới hay *Vetfali* được nghiên cứu kỹ nhất và bao trùm Bắc Mỹ, trung và nam Âu qua Trung Quốc rồi kéo dài xuống Sumatra và chạy xa hơn nữa về Thái Bình Dương. Trong khu hệ này phát triển đầy đủ các dạng đặc trưng nhất của thực vật Cacbon như thực vật cây vẩy (*Lepidodendron*, *Sigillaria*), dương xỉ có hạt (*Neuropteris*, *Alethopteris*), dương xỉ thân mộc,

Cordaites v.v... Nhiều đặc điểm đã chứng minh thực vật này thích ứng với điều kiện khí hậu nhiệt đới ẩm áp; đó là những cây cao to không có vòng gỗ hàng năm, chứng tỏ không có sự xen kẽ mùa nóng mùa lạnh như ở cây vùng ôn đới và hàn đới. Cây có lá lớn, tế bào gỗ lớn, vòng trung tâm và vỏ phát triển, khi không nhiều. Cơ quan sinh sản của cây mọc trực tiếp trên thân cây hoặc cành lớn như kiểu cây mít, cây vẩy chứ không phải từ những chùm nhánh nhỏ trên ngọn cây. Ngoài ra, về hình thái chúng ta thấy có mặt những cây nhỏ dạng thảo mộc dưới rừng cây cao to. Tất cả những đặc điểm vừa nêu phản ánh đầy đủ tính chất cơ bản của rừng nhiệt đới của khu hệ thực vật *Vetfali*.

2) Phía bắc khu hệ vừa nêu là khu hệ *Tungut hay Angara*, bao trùm bắc Âu, bắc Á. Trong khu hệ này thực vật thể hiện tính chất ôn đới hoặc thậm chí khí hậu lạnh nữa. Thực vật cây vẩy mất vai trò chủ chốt và nhường chỗ cho *Cordaitales*. Nhóm thân đốt có kích thước nhỏ hơn, một số thực vật cây vẩy

cũng có mặt nhưng có kích thước nhỏ. Ngoài ra trong khu hệ cũng có mặt dương xỉ như *Sphenophyllum*, *Pecopteris*, *Gangamopteris* và dương xỉ có hạt (*Neuropteris*) v.v... Tính chất chung của cây thuộc khu hệ này là có mặt vòng gỗ hàng năm, chứng tỏ có sự xen kẽ giữa mùa nóng và mùa lạnh.

3) Khu hệ thực vật Gonvana bao trùm Nam Mỹ, Nam Phi và Úc, khu hệ này có khi còn được gọi là «khu hệ *Glossopteris*» theo tên dạng thực vật phổ biến nhất của khu hệ. Đầu kỷ tính chất thực vật của khu hệ không có gì khác với tính chất chung từ cuối Devon. Sang Cacbon trung và nhất là từ Cacbon muộn thì khu hệ này thể hiện những tính chất riêng biệt. Trong thành phần thực vật hầu như hoàn toàn vắng mặt cây vẩy, dương xỉ thân mộc và những dạng khác đặc trưng cho khu hệ Vefali. Trong khi đó *Cordaitales* đóng vai trò quan trọng cùng với một số dương xỉ lá nhỏ. Một trong những đặc điểm quan trọng của khu hệ này là đặc biệt phát triển phong phú dạng dương xỉ *Glossopteris*.

Người ta nhận định rằng hai khu hệ Gonvana và Tungut trong kỷ Cacbon đã phát triển song song từ một gốc chung. Sự giống nhau của hai khu hệ thể hiện ở tính chất thực vật ưa khí hậu ôn đới lạnh của chúng.

Ở ranh giới của các khu hệ có sự lẫn lộn các yếu tố của hai khu hệ kế cận. Ví dụ ở bể than Khai Bình tỉnh Hồ Bắc hoặc ở vùng Mãn Châu Lý (Trung Quốc) đồng thời với các dạng điển hình của khu hệ Vefali như *Neuropteris* lại có mặt nhiều yếu tố điển hình của khu hệ Angara.

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây Địa Trung Hải

Khu vực địa máng Tây Âu

Lịch sử địa máng Tây Âu trong kỷ Cacbon khá phức tạp. Bắt đầu bằng biển tiến rộng rãi khắp nơi và trải qua những pha nghịch đảo kiến tạo, địa máng Tây Âu vào cuối kỷ thành tạo thành hệ molat điển hình. Từ giữa kỷ, trên một diện tích rộng lớn của Tây Âu đã thành tạo thành hệ chứa than lớn đầu tiên trong lịch sử vỏ quả đất. Dải trầm tích chứa than kéo dài từ nam nước Anh qua bắc Pháp, Đức, Ba Lan với trữ lượng rất lớn.

Lịch sử địa máng Tây Âu ở Cacbon thực chất là lịch sử hệ địa máng phía bắc (nam Anh, bắc Pháp, Đức, Ba Lan) vì địa khối giữa (Pháp — Tiệp hay Mon-danup trong kỷ vẫn là đới dương, hầu như không chịu tác động biển ngập và là nguồn vật liệu trầm tích cho địa máng phía bắc. Địa máng Nam Âu do bị trầm tích trẻ phủ dày và chịu ảnh hưởng lớn của các hoạt động trẻ nên trầm tích Cacbon ít lộ, lịch sử trong kỷ Cacbon được biết rất ít.

Hệ địa mảng Trung Âu ở phía bắc của địa mảng Tây Âu trong kỷ Cacbon chia làm hai giai đoạn phát triển rõ nét. Giai đoạn thứ nhất là Cacbon sớm (gồm các kỳ Tuane, Vize), đó là giai đoạn biển tiến, tương biển đặc trưng cho cả khu vực. Giai đoạn này đặc trưng nhất là trầm tích cacbonat ở nam nước Anh và vùng Acden (Pháp — Bỉ) thuộc hai bậc Tuane và Vize (= Dinan); đến Namua cả ở nam Anh (vùng Conuai) cũng như ở Pháp — Bỉ đều có trầm tích lục nguyên. Giai đoạn thứ hai bắt đầu từ sau kỳ Namua, thành tạo trầm tích chứa than, hầu như hoàn toàn vắng mặt các hóa thạch động vật biển, vì thế mà việc phân chia địa tầng chủ yếu dựa vào hóa thạch thực vật.

Ở Anh và vùng Acden (Pháp — Bỉ) trầm tích Cacbon hạ gồm hoàn toàn đá vôi sinh vật (h. 10-7) chứa rất phong phú hóa thạch san hô và tay cuộn. Ở Anh người ta đã phân chia trầm tích cacbonat này thành đới dựa theo san hô, còn ở Pháp — Bỉ lúc đầu chủ yếu dựa vào tay cuộn để phân đới. Có thể coi khu biển Cacbon sớm ở Anh — Pháp — Bỉ có độ sâu không lớn, biển không có nhiều đảo để thành tạo trầm tích vụn. Trong khi đó ở các rìa đới dương Mondanup trong suốt Cacbon sớm hình thành loại trầm tích vụn mà ở Tây Âu thường gọi là tương đá cunmơ (culm).

Tương đá cunmơ thông thường bao gồm các loại đá phiến, cát kết, đá phiến silit, grauvac, đôi nơi có cuội kết. Mặt cắt Cacbon hạ vùng Rein là một kiểu tương đá cunmơ điển hình. Dưới cùng là đá phiến silit chứa *Radiolaria* xen đá phun trào, tiếp sau là đá phiến sét chứa phong phú hóa thạch chân riu vỏ mỏng (*Posidonia*, *Pecten*), tay cuộn, *Goniatites* v.v... Càng lên phía trên thì đá phiến sét càng bị thay thế nhiều bằng grauvac hạt thô dần, chứa hóa thạch thực vật (*Asterocalamites*, *Lepidodendron* v.v...). Loại tương đá cunmơ gặp ở nam Anh (vùng Conuai), ở Pháp như Bretanhơ, Sarơ, Votgiơ, Khối núi trung tâm (Massif central), ở Đức như vùng Rein, Turing và Silezi ở Ba Lan và cả ở Sudet nữa (h. 10-7).

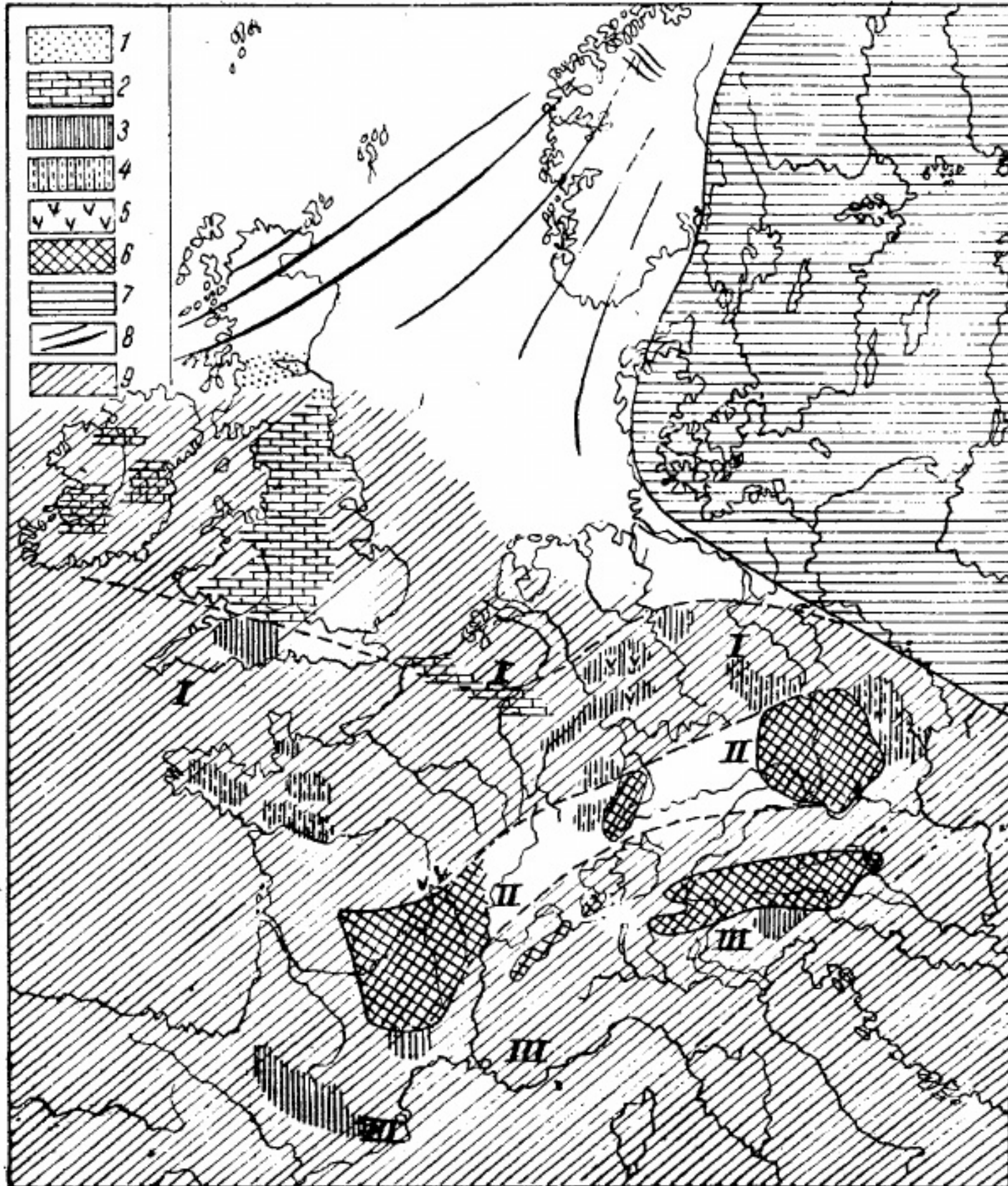
Sự phân bố của tương đá vụn (culm) xung quanh cấu trúc dương Mondanup như vậy chứng tỏ nguồn vật liệu chủ yếu là từ Mondanup tái tới. Pha kiến tạo breton diễn ra ở cuối Devon đã có tác dụng nâng cao thêm và làm trẻ lại địa hình của Mondanup, trong điều kiện đó tác dụng bào sới hình thành trầm tích vụn càng tăng mạnh tạo môi trường thành tạo tương đá cunmơ ta vừa nói trên kia.

Cuối kỳ Dinan (tương đương với cuối Vize và Namua) một pha nghịch đảo kiến tạo lớn xảy ra ở Tây Âu, H. Stin (Hans Stille) gọi đó là pha sudet. Phạm vi ảnh hưởng của pha này bao trùm vùng Sudet, Saxon, Turing, Thụy Sĩ, tây Anpơ, Votgiơ, miền Trung Pháp và cả ở Pyrênê nữa.

Pha nghịch đảo kiến tạo sudet đã được phản ánh rõ nét trong chế độ trầm tích Cacbon trung. Ở những nơi đó lúc này hoặc hoàn toàn không có trầm tích hoặc hình thành các trầm tích lục địa gồm cuội kết, cát kết và ít đá phiến lầy.

đầy các miền trũng giữa các núi, đây đó có hình thành than đá kiểu limnit như ở Votgiơ (Pháp), Silezi hạ và Silezi thượng (Ba Lan).

Ở giữa nước Anh, Bắc Pháp, Bỉ, Tây Đức, tức là xa hơn về phía bắc so với các vùng ta vừa nêu trên đây, trong thời gian đầu Cacbon trung chế độ biển vẫn tồn tại và thành tạo các thành hệ trầm tích thô, tương biển duyên hải, hiếm



Hình 10-7. Sơ đồ cổ địa lý — tương đá trong Cacbon sớm ở Tây Âu (theo Strakhov).

1. tương vũng, đầm hồ; 2. đá vôi; 3. tương cunmơ loại phiến sét; 4. tương cunmơ loại cuội kết, cát kết chiếm ưu thế, chứa di tích thực vật; 5. đá phun trào; 6. cấu tạo dương thuộc Mondanup (II-II); 7. nền Đồng Âu; 8. phương cấu trúc caledonit; 9. biển; trong đó: I-I — hệ địa mảng Trung Âu hay đới âm bắc của địa mảng Tây Âu, III-III — hệ địa mảng Tây Nam Âu hay đới Nam Âu của địa mảng Tây Âu.

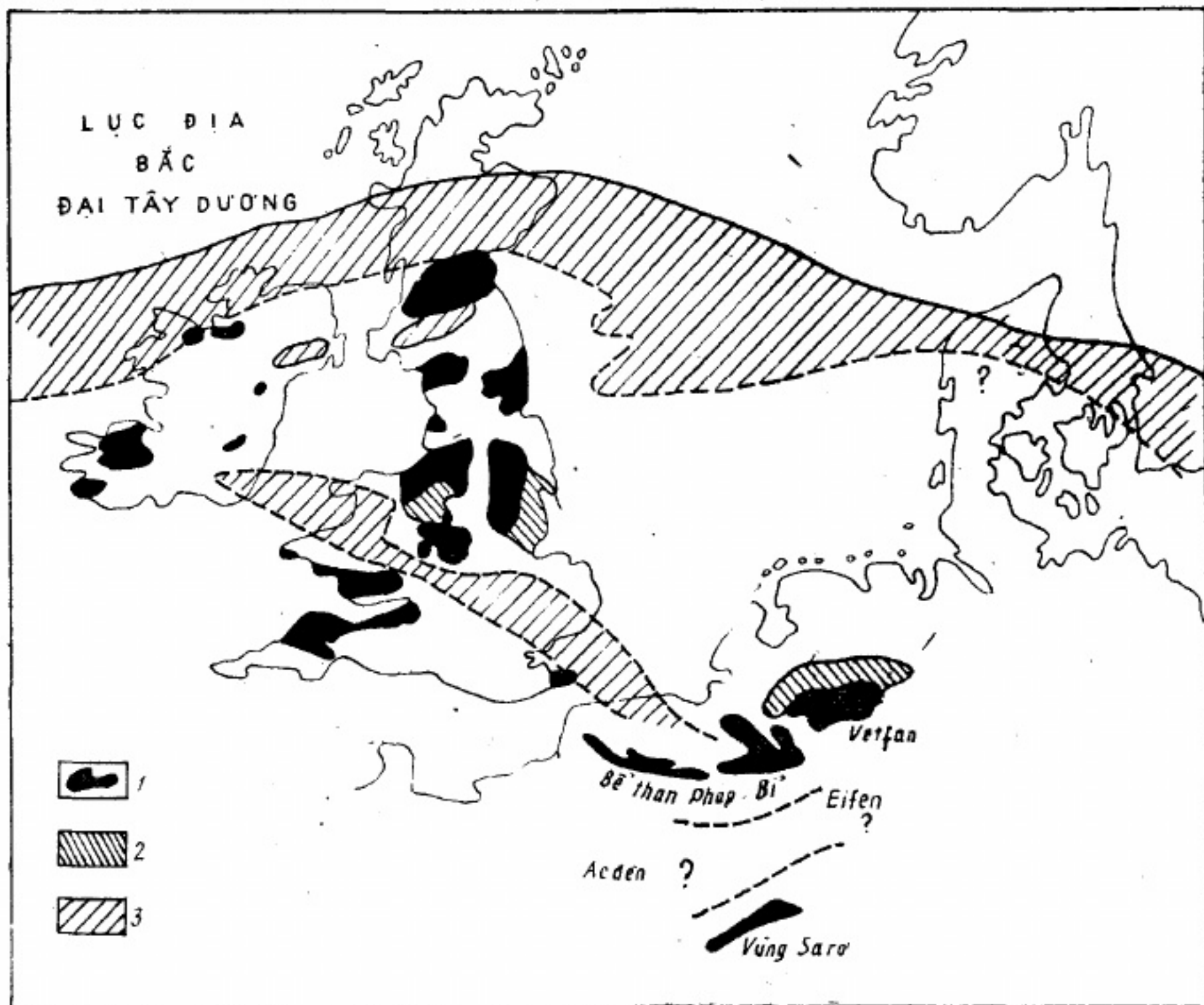
hóa thạch (người Anh gọi là Millstone Grit); chỉ có ở phía nam xứ Uenxơ, cũng như ở Pháp — Bỉ, người ta mới có thể gặp trong những lớp đá phiến xen kẽ ở phần dưới cùng của các thành hệ này một số ít hóa thạch nhóm Goniatites. Sau đó phần lớn là cát kết ackô (trung và bắc Anh) hay cát kết thô, chúng được hình thành do sự phá hủy những cấu trúc núi ở phía bắc và phía nam.

Các thành hệ tương duyên hải vừa kể trên nhanh chóng được thay thế bằng các thành hệ chứa than rộng lớn, kéo dài liên tục từ miền trung và nam nước Anh qua vùng Pháp — Bỉ, Bắc Đức và qua đến tận Ba Lan (h. 10-8). Các trầm tích chứa than này bao gồm các loại đá phiến, cát kết và các vỉa than paralit dày. Đó là loại than được thành tạo tại chỗ từ các rừng rậm vùng đầm lầy bị biển ngập có tính chất chu kỳ do chuyển động nâng chìm của vỏ quả đất. Do đó chúng ta thấy trong thành hệ chứa than, tương đá lục địa và biển xen kẽ nhau, đồng thời có nhiều gián đoạn địa tầng (theo Gignoux). Quá trình diễn ra như sau. Trong vùng bình nguyên duyên hải nằm sát kề những dải núi mới được hình thành do pha suđet, đã trải qua hoạt động nâng chìm có tính chu kỳ. Ở đây cũng nên nhắc thêm rằng khái niệm hoạt động nâng chìm chỉ mang tính chất tương đối từng thời gian. Trong xu thế chung của khu vực hoạt động chìm có thể là chủ đạo, nhưng tốc độ từng thời gian có thể nhanh chậm khác nhau. Song song với quá trình chìm của khu vực thì quá trình trầm đọng vật liệu cũng diễn ra và cũng với tốc độ khác nhau tùy từng thời gian. Do đó biểu hiện nâng hay chìm phụ thuộc vào mối tương quan giữa tốc độ chìm của khu vực và tốc độ lắng đọng trầm tích. Khi tốc độ trầm đọng lớn mà tốc độ chìm của khu vực nhỏ hoặc bằng 0 thì biểu hiện chung của khu vực là bị nâng và ngược lại khi tốc độ chìm của khu vực lớn, tốc độ trầm đọng nhỏ thì kết quả sẽ biểu hiện rõ nét tính chất chìm của khu vực.

Khi khu vực chịu tác dụng chìm nhanh, biển tràn vào và đồng thời lúc đó tính tương phản của địa hình cũng rõ nét, tác dụng bào mòn mạnh mẽ sẽ dẫn đến sự thành tạo các trầm tích vật liệu thô như cát. Quá trình trầm đọng tiếp diễn lấp đầy dần khu biển và biến khu vực thành biển nông, đồng thời lúc đó tính chất tương phản của địa hình dịu bớt. Các trầm tích mịn thay thế cho trầm tích thô. Dần dần khu vực trở thành vùng đầm lầy, trên đó hình thành rừng cây xanh của *Lepidodendron*, *Sigillaria* v.v.... Lúc này do tính chất không ưu trội hơn nhau hẳn giữa tốc độ nâng và chìm đã nói trên kia, nên mực nước biển lúc tràn vào khu vực có thể làm úng và diệt phá khu rừng rồi lại rút, và điều kiện đầm lầy lại tiếp tục hình thành, khu rừng mới lại mọc. Quá trình diễn ra nhiều lần dẫn đến sự hình thành những tầng than bùn dày, trên cơ sở đó về sau hình thành những lớp than đá dày hàng mét. Đến một giai đoạn nào đó tính chất chìm của khu vực lại chiếm ưu trội, khu vực chìm sâu để bắt đầu thành tạo tầng trầm tích thô, cát kết như trên kia đã nói, rồi lại tiếp diễn quá trình hình thành các lớp đá phiến, đầm lầy, rừng cây v.v.... Kết cục, hoạt động nâng hạ có tính chất chu kỳ đã thành tạo các nhịp đá trầm tích, mỗi nhịp gồm

có cát kết, đá phiến, than. Tuy nhiên tốc độ và thời gian hình thành mỗi nhịp, mỗi thành phần của nhịp cũng như điều kiện địa lý tự nhiên khi hình thành chúng không phải luôn luôn giống nhau. Vì thế bề dày và tính chất của mỗi nhịp, của các thành phần trong nhịp có thể thay đổi khác nhau.

Tổng cộng bề dày của các hệ tầng chứa than đạt tới hai, ba nghìn mét, trong đó khoảng 1—2% là than (theo Strakhov) thuộc loại than paralit có chất lượng cao, độ tro ít và diện phân bố rộng. Do bề dày vừa ổn định nên trữ lượng lớn.



Hình 10-8. Sơ đồ phân bố những vùng mỏ than ở Tây Âu (theo Ginhu).

1. vùng phân bố trầm tích than tuổi Cacbon; 2. vùng trầm tích chứa than có khả năng kéo dài xuống sâu; 3 vùng địa hình tạo than đầm lầy.

Ở ranh giới giữa Cacbon trung và Cacbon muộn (vào khoảng giữa Vetfali và Stefan ở Tây Âu) lại diễn ra một pha nghịch đảo kiến tạo nữa là pha asturi. Pha uốn nếp này đã làm biến đổi lớn chế độ địa chất ở Tây Âu, biến cả khu vực trung Tây Âu (Anh, Pháp — Bỉ, Đức...) thành miền uốn nếp, kết thúc chế độ

địa máng. Do đó ở nhiều vùng của Tây Âu, như ở bắc Pháp, trong Cacbon muộn không có trầm tích. Một số nơi khác, ở những miền trũng giữa các núi, đã hình thành dạng trầm tích lục địa với những tầng chứa than limnit (than thành tạo trong kiểu hồ lục địa).

Ở Nam Âu lịch sử phát triển có nhiều nét riêng và như trên đã nói lịch sử Cacbon ở hệ địa máng này còn nhiều điều chưa rõ vì diện lộ rất hạn chế.

Ở đông dãy Anpơ trầm tích Cacbon hạ gần liền với trầm tích Devon là hệ tầng grauvac — đá phiến và đá phun trào. Ở Cacpat là đá phiến filit, đá phiến grauvac và phun trào bazơ. Trầm tích cùng tuổi ở Nam Tư, Hy Lạp cũng có thành phần tương tự, còn ở vùng bán đảo Ban Căng là đá phiến đen và cát kết. Như vậy Cacbon sớm ở những địa phận vừa nêu thuộc giai đoạn điển hình của sụp võng địa máng thực thụ. Trong những nơi phát hiện trầm tích Cacbon trung và muộn cũng thấy rõ lịch sử phát triển có những nét tương tự như vùng hecxinit Tây Âu. Ở vùng Brizansông (Anpơ thuộc Pnáp), nam Cacpat v.v... cũng gặp thành hệ chứa than Cacbon trung — thượng.

Phần Đông Địa Trung Hải

Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh

Hệ địa máng Côn Luân ở phía tây, tiếp giáp với khu vực địa máng Trung Á và Pamia, có những đới đã chịu tác dụng nghịch đảo kiến tạo caledonit.

Cuối Devon và đầu Cacbon ở hệ địa máng Côn Luân lại xảy ra hoạt động nghịch đảo lớn, chủ yếu là ở phía tây của địa máng. Trầm tích Cacbon ở phần tây hệ địa máng chỉ được thành tạo trong một số vùng. Trầm tích Cacbon và Pecmi hạ của vùng gồm các loại trầm tích biển phủ bất chỉnh hợp trên trầm tích Devon. Phần dưới của mặt cắt thường là đá phiến, cát kết sau đó chuyển dần lên đá cacbonat.

Phần phía đông hệ địa máng Côn Luân đã hình thành cấu trúc caledonit ở đới bắc và nam. Trong Paleozoi muộn trầm tích thành tạo ở hai đới: 1) đới bắc nằm ven rìa nam của địa khối Sài Đam và 2) đới nam nằm ở rìa bắc và đông bắc của khối nền Tây-Tạng. Trầm tích Cacbon ở những đới này là phần giữa của loạt trầm tích Devon — Pecmi gồm chủ yếu là đá vôi chứa nhiều di tích hóa thạch.

Do chịu ảnh hưởng của pha nghịch đảo hecxin sớm (Devon muộn — Cacbon sớm), trong hệ địa máng Côn Luân đã hình thành nhiều khối xâm nhập granitoit tuổi Cacbon. Đó là granit biotithocblen dạng pofia rõ nét.

Hệ địa máng Tần Lĩnh trong kỷ Cacbon gồm ba đới phát triển khác nhau. Hai đới phía bắc và phía nam của hệ địa máng là đới cấu trúc caledonit. Ở kỷ Cacbon biển cũng tràn vào, tích đọng trầm tích cacbonat ở đới caledonit nam Tần Lĩnh, trong khi đó đới caledonit bắc Tần Lĩnh thành tạo trầm tích chứa than trong vùng trũng nội địa.

Đời trung tâm của Tần Lĩnh trong Paleozoi sớm là vùng có cấu tạo dương, sau hoạt động nghịch đảo hình thành caledonit ở phía bắc và nam Tần Lĩnh thì đời này lại trở thành miền sụp võng và hoạt động theo kiểu địa máng thuận. Cuối Devon đầu Cacbon hệ địa máng trải qua thời kỳ (pha) nghịch đảo hecxin sớm. Hoạt động nghịch đảo này đã thu hẹp phạm vi sụp võng địa máng, nhiều nơi vắng mặt trầm tích Cacbon sớm. Trong kỷ Cacbon hệ địa máng phân làm ba đoạn tây, giữa và đông có tính chất khác nhau. *Đoạn phía tây* thành tạo trầm tích theo chế độ địa máng thuận. Thành phần mặt cắt gồm vôi, sét vôi và filit xen kẽ theo dạng flit. *Đoạn giữa của Tần Lĩnh* thành phần mặt cắt của Paleozoi muộn rất dày và gồm các loại đá biến chất như đá phiến mica thạch anh, đá hoa và quaczit, filit. *Đoạn phía đông Tần Lĩnh* trầm tích Cacbon cũng nằm trong loạt trầm tích flit tuổi Devon — Pecmi. Đó là đá vôi, đá phiến sét, thỉnh thoảng có cát kết hoặc bột kết xen kẽ. Các nhà địa chất Trung Quốc nhận định là địa máng Tần Lĩnh sau chuyển động nghịch đảo ở cuối Devon, sang Cacbon đã chịu tác dụng nâng hạ nhiều lần để thành tạo loạt thành hệ flit cacbonat, chế độ địa máng tiếp diễn sang kỷ Pecmi. Bề dày trầm tích của Paleozoi thượng (Devon — Pecmi) đạt tới 9000m, trong đó phần mặt cắt thuộc Cacbon không ít hơn một phần ba.

Khu vực địa máng Đông Dương

Khu vực địa máng Đông Dương có mức độ nghiên cứu không đồng đều. Dựa theo các tài liệu khác nhau của các nhà địa chất, khu vực có thể bao gồm những vùng có cấu trúc và lịch sử phát triển riêng.

1. Địa khối giữa Indosinia chiếm đại bộ phận Đông Thái Lan, Hạ Lào và Nam Trung Bộ của Việt Nam, trong đó khối nâng Công Tum bao gồm địa phận các tỉnh Công Tum, Gia Lai, Quảng Ngãi, Bình Định v.v...

2. Theo tài liệu của các nhà địa chất Pháp, rìa địa khối Indosinia có các đới cấu trúc hecxit tây Campuchia, cực nam Trung Bộ và Huế — Thừa khết. Có thể cả phần nam đới Trường Sơn cũng thuộc cấu trúc hecxit.

3. Đại bộ phận còn lại của khu vực địa máng thuộc cấu trúc mezozoit (Miền Điện, Tây Thái Lan, Trung và Thượng Lào, bắc Trung Bộ và Bắc Bộ của Việt Nam).

Trong địa phận của địa khối Indosinia trầm tích Cacbon không phổ biến. Một riềm hẹp nằm ở phía tây khối nâng Công Tum trầm tích Cacbon gồm cát kết và đá phiến bắt đầu bằng những lớp cuội kết không dày. Trong hệ tầng cát kết và đá phiến thỉnh thoảng có chứa những lớp mỏng vật liệu than vôi di tích thực vật tuổi Cacbon trung và thượng.

Trong phạm vi địa khối ở lãnh thổ Thái Lan, trầm tích Cacbon là đá vôi phân bố rất hạn chế (đá vôi Rat Buri); theo Fromagié đá vôi Cacbon thượng và Pecmi cũng gặp ở vùng Saravan Hạ Lào.

Ở nam Trung Bộ Cacbon hạ ứng với phần trên của loạt trầm tích gồm cát kết, đá phiến sét, silit chứa di tích trùng tia (Radiolaria). Ở tây Campuchia (rìa tây nam của địa khối Indosinia) tương đương Cacbon hạ cũng tương tự như nam Trung Bộ. Loạt trầm tích đá phiến — cát kết tuổi Devon — Cacbon, đá phiến sét — silit, sét vôi, chứa trùng tia và tận cùng là cát kết, sét vôi và những lớp vôi mỏng chứa hóa thạch tuổi Cacbon sớm.

Loại đá Devon — Cacbon vừa nêu ở nam Trung Bộ bị granit tuổi Cacbon trung xuyên qua. Có thể ở tây Campuchia và nam Trung bộ đã chịu nghịch đảo kiến tạo hecxin vào cuối Cacbon sớm đầu Cacbon trung kèm theo hoạt động xâm nhập axit.

Nằm phủ không chỉnh hợp trên granit được định tuổi Cacbon trung này là hệ tầng trầm tích được định tuổi Cacbon trung — muộn gồm cát kết acko màu xám. Nếu những tư liệu này phù hợp với thực tế thì hệ tầng này được coi là loạt trầm tích kiểu molat sau nghịch đảo tạo núi hecxin.

Rìa đông bắc địa khối Indosinia trầm tích Cacbon bắt đầu bằng hệ tầng hoặc những lớp trầm tích lục nguyên như cát kết, đá phiến xen vôi, càng dịch về phía bắc thành phần lục nguyên càng giảm. Hệ tầng La Khê dày trên 500m tuổi Cacbon sớm, gồm đá phiến sét, phiến vôi, bột kết, cát kết phân bố chủ yếu phía nam đới Trường Sơn. Đá vôi tương biến nông, giàu sinh vật, hình thành một hệ tầng liên tục từ phần trên của Cacbon hạ cho đến Pecmi.

Trong tất cả lãnh thổ rộng lớn còn lại của khu vực địa mảng Đông Dương trầm tích Cacbon là loạt đá vôi rất đặc trưng cho điều kiện biển cạn và ẩm phong phú sinh vật. Loạt đá vôi màu xám sáng, phân lớp dày này phân bố rất rộng rãi ở nước ta (Đông Bắc, Tây Bắc và Trường Sơn), ở Lào và cả ở Miến Điện, Thái Lan. Nhờ sự phong phú hóa thạch san hô, tay cuộn và nhất là trùng thoi người ta đã xác định chắc chắn loạt trầm tích vôi này có tuổi Cacbon cho đến tận Pecmi muộn (các nhà địa chất Pháp gọi là đá vôi Antracolitit). Bề dày toàn bộ của hệ tầng đá vôi này có nơi đạt tới trên 2000m.

Qua những tài liệu trên đây chúng ta có thể nhận định những nét lớn về lịch sử của địa mảng Đông Dương trong kỷ Cacbon. Sau gián đoạn trầm tích do hoạt động nâng cao bộ phận vào cuối Devon, đến đầu Cacbon khu vực địa mảng tiếp tục sụp võng theo chế độ địa mảng thuần. Biển không sâu, tạo điều kiện thuận lợi cho sự phát triển phong phú sinh vật. Địa khối giữa Indosinia cũng ít nhiều bị sụp chìm hình thành trầm tích cacbonat. Riêng khối nâng Công Tum là vùng nổi cao và là nguồn trầm tích thô vụn cho những riềm võng địa mảng ở đông bắc (Trường Sơn), tây Campuchia, nam Trung Bộ. Có thể cuối Cacbon sớm đã có hoạt động nghịch đảo kiến tạo ở riềm đông nam địa khối Indosinia — địa mảng nam Trung Bộ. Nhìn chung trên đại bộ phận lãnh thổ, địa mảng Đông Dương tiếp tục hoạt động sang Pecmi mà không có thay đổi gì lớn về mặt lịch sử và cấu trúc.

ĐẠI ĐỊA MÁNG THÁI BÌNH DƯƠNG VÀ ĐẠI TÂY DƯƠNG

Trong kỷ Cacbon những khu vực của đại địa máng Thái Bình Dương, trừ địa máng Đông Úc, không có những biến cải lớn.

Địa máng Đông Úc. Chế độ địa máng còn tồn tại ở phía cực đông của địa máng Đông Úc — vùng Niu Englen. Ở đây tiếp tục thành tạo phức hệ địa máng Devon — Cacbon gồm đá phiến sét — silit, cát kết xen phun trào andezit và đá vôi. Biểu hiện nghịch đảo bộ phận ở cuối Cacbon trung (tương ứng với pha sudet) hình thành những cấu trúc địa vòng lớn. Chế độ địa máng tiếp tục trong Cacbon muộn, thành tạo trầm tích chứa nhiều thành phần đá phun trào. Đặc biệt trong trầm tích Cacbon của địa máng Đông Úc người ta cũng gặp tầng trầm tích tilit dày vài trăm mét.

Quá trình nghịch đảo toàn bộ của địa máng Đông Úc diễn ra từ cuối kỷ Cacbon, tiếp diễn ở đầu kỷ Pecmi.

Hình thái của địa máng Đông-Bắc Á trong kỷ Cacbon cũng giống như Devon, gồm dải địa máng thuần ở phía tây, giáp với nền Sibêri và địa máng thực thụ ở phía đông. Hoạt động nghịch đảo hecxin cũng thể hiện vào giữa Cacbon trong địa máng thực thụ, nhưng mức độ yếu. Chế độ địa máng vẫn tiếp diễn trong các giai đoạn sau.

Địa máng tây Bắc Mỹ vẫn gồm hai chế độ là địa máng thuần và địa máng thực thụ từ đông sang tây ở rìa tây nền Bắc Mỹ. Hoạt động nghịch đảo hecxin chỉ biểu hiện một cách yếu ớt và hoạt động địa máng tiếp diễn sang Mezozoi.

Khu vực địa máng Apalat. Đây là khu vực cuối cùng của đại địa máng Đại Tây Dương còn tiếp tục chế độ địa máng trong kỷ Cacbon. Trong giữa và cuối Devon ở đây đã có hoạt động nghịch đảo hecxin sớm (pha acadí) hình thành cấu trúc nổi cao trong khu vực địa máng. Trong những trũng sụp của vùng cấu trúc hecxit sớm này, từ Devon đã thành tạo hệ tầng trầm tích lục địa vụn thô kiểu molat. Trong Cacbon sớm tiếp tục thành tạo thành hệ molat và tích đọng trầm tích chứa than.

Phần còn lại của địa máng tiếp tục tích đọng trầm tích biển. Chế độ địa máng còn tiếp diễn giai đoạn chót cùng ở kỷ Pecmi.

ĐẠI ĐỊA MÁNG URAN — MÔNG CỔ

Khu vực Uran — Thiên Sơn

Địa máng thực thụ Đông Uran đầu kỷ Cacbon tiếp tục lịch sử của Devon, trầm tích Cacbon hạ thường chĩnh hợp trên trầm tích Devon và gồm những phức hệ đá phun trào, silit, cát kết và đá phiến tуп, dày đến gần 3km. Đôi nơi trong phạm vi những địa vòng thành tạo trầm tích cacbonat hoặc trầm tích lục địa

chứa than. Song song với quá trình trầm tích — phun trào, tiếp tục hình thành các thể xâm nhập bazơ, siêu bazơ và đôi khi là kiềm. Đó là phần trên của thành hệ gabbro — peridotit tuổi Silur — Cacbon sớm của Đông Uran.

Từ cuối Cacbon sớm bắt đầu giai đoạn nghịch đảo kết thúc của địa mảng thực thụ Đông Uran. Quá trình nghịch đảo (nâng cao, tạo núi) này mở rộng trong Cacbon trung — Cacbon muộn. Dần dần diện tích các vũng sụp địa mảng bị thu hẹp đồng thời với sự tăng trưởng của các cấu trúc dương. Trầm tích Cacbon trung phân bố hạn chế trong một số vùng vũng sụp giữa cấu trúc nổi cao. Đó là thành hệ dạng molat gồm cuội kết, cát kết, đá phiến thỉnh thoảng xen với. Trầm tích Cacbon thượng lại càng hạn chế hơn, chỉ một vài nơi thành tạo hệ tầng cuội kết và cát kết.

Như vậy ở địa mảng thực thụ Đông Uran quá trình uốn nếp, biến chất, magma đã bắt đầu để hình thành cấu trúc uốn nếp hexinit theo phương á kinh tuyến ở Đông Uran từ giữa kỷ Cacbon và về cơ bản kết thúc chế độ địa mảng Đông Uran trong Cacbon muộn.

Địa mảng Thuận Tây Uran ở kỷ Cacbon tiếp tục tích đọng trầm tích cacbonat. Trong Cacbon sớm trừ phần phía bắc có trầm tích lục địa chứa than và ở phía nam tiếp tục trầm đọng thành hệ flit Devon — Cacbon, đại bộ phận của Tây Uran là khu biển nối liền với biển của nền Đông Âu, ở đó hình thành trầm tích cacbonat giàu sinh vật đáy. Cuối Cacbon sớm, phần phía nam, nơi đã trầm đọng thành hệ flit, bị chuyển động nâng cao đồng thời với Đông Uran.

Trong khi ở địa mảng thực thụ Đông Uran chế độ địa mảng kết thúc vào Cacbon trung — muộn thì địa mảng Thuận Tây Uran vẫn tiếp tục hoạt động. Nhìn chung đá cacbonat vẫn chiếm ưu thế trong thành phần trầm tích Cacbon trung và thượng, đôi nơi có kiểu thành hệ flit lục nguyên — cacbonat thể hiện tính chất trước tạo núi của địa mảng. Ở phía đông của địa mảng Tây Uran, trong Cacbon trung và thượng có mặt trầm tích thô vụn do sự phá hủy các cấu trúc núi hexinit mới được thành tạo ở địa mảng thực thụ Đông Uran. Quá trình tích đọng những thành hệ địa mảng Thuận ở Tây Uran còn tiếp diễn sang kỷ Pecmi.

Cùng với quá trình uốn nếp nâng cao của chu kỳ hexin, trong địa mảng Uran phát triển hoạt động xâm nhập granitoid và kiềm. Số lượng lớn các khối xâm nhập hexin này là nguồn thành tạo nhiều khoáng sàng kim loại như sắt, vonfram, vàng, molipden và arsenic v.v...

Trong địa mảng Thiên Sơn lịch sử phát triển địa chất cũng gần gũi với địa mảng Uran. Trầm tích Cacbon sớm và đầu Cacbon trung chủ yếu là cacbonat và flit cacbonat. Quá trình nghịch đảo bắt đầu diễn ra vào Cacbon trung. Thành hệ molat được hình thành trong Cacbon muộn.

Khu vực Cazactan — Mông Cổ

Trong khu vực địa mảng Cazactan — Mông Cổ có sự xen kẽ những cấu trúc dương được hình thành trong chu kỳ caledoni và cấu trúc âm của các vũng sụp địa mảng của chu kỳ hecxin.

Đầu kỷ Cacbon do biến tiến lớn, ở nhiều nơi trong cấu trúc dương cũng bị biến ngập tích đọng trầm tích lục nguyên rất dày, một số nơi khác thành tạo trầm tích lục địa chứa than. Trong mặt cắt Cacbon hạ cũng có nơi gặp thành phần phun trào đaxit và liparit.

Ở những vũng sụp địa mảng như ở Rutnui Antai trầm tích Cacbon sớm^{lu} lúc đầu tiếp tục thành hệ trầm tích — phun trào của Devon, về sau hoạt động phun trào yếu hoặc tắt hẳn và mặt cắt thay thế bằng thành hệ lục nguyên — cacbonat hoặc flit.

Quá trình nghịch đảo kết thúc chế độ địa mảng bắt đầu từ cuối Cacbon sớm. Trong Cacbon trung và Cacbon muộn thành tạo trầm tích lục địa kiểu thành hệ molat chứa than hoặc trầm tích lục nguyên biến cận trong những vũng sụp nội địa. Có nơi đã hình thành khoáng sàng than đá có trữ lượng lớn bậc nhất thế giới như bể than Cuzbat. Ở nhiều nơi cấu trúc hecxinít của đai địa mảng trong Cacbon trung — muộn thành tạo những hệ tầng phun trào lục địa rất dày.

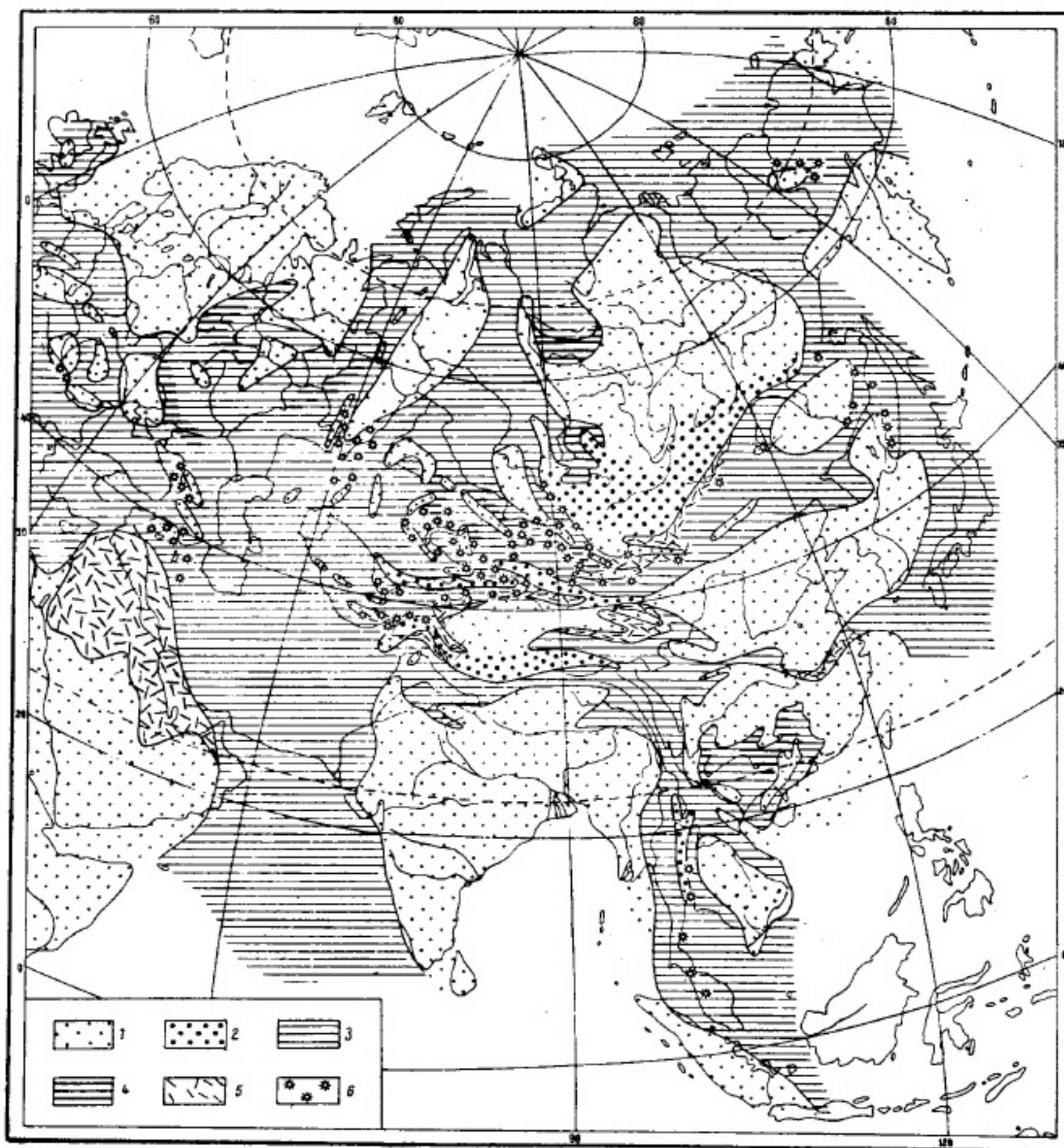
Hoạt động xâm nhập kết thúc địa mảng diễn ra mạnh mẽ từ Cacbon trung gồm rất nhiều phức hệ có thành phần thay đổi theo thời gian, từ trung tính (diorit) đến axit và kiềm (granit và granit kiềm).

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN ĐÔNG ÂU

Cũng như ở kỷ Devon, hoạt động ngập biến của nền Đông Âu trong kỷ Cacbon đã bắt đầu từ phía đông. Do quá trình biến lùi từ cuối Devon, trầm tích Cacbon hạ nằm trên mặt bào mòn của Devon. Biền Cacbon cũng sớm^{lu} phủ một phần phía tây của nền (h. 10-9). Ở đây phần đầu của trầm tích Cacbon sớm^{lu} là lục nguyên, do vật liệu được tái từ vùng nổi cao — khiên Bantic. Ở phần phía đông nền tích đọng trầm tích caebonat. Phần trên của trầm tích Cacbon sớm^{lu} là hệ tầng chứa than được hình thành trong điều kiện đầm lầy trên đại bộ phận lãnh thổ của nền; ở phía đông thành tạo trầm tích chứa dầu.

Cuối Cacbon sớm và đầu Cacbon trung nền bị nâng cao, nhưng không lâu sau đó biến lại bắt đầu tràn vào nền và đạt độ cực đại vào kỷ Moscop. Trầm tích tuổi Cacbon trung — muộn gồm đá vôi và dolomit, do nền Đông Âu lúc này chìm dưới biến cận giàu sinh vật đáy.



Hình 10-9. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong Cacbon sớm
(theo Xinhixun, có thay đổi chi tiết).

1. lục địa bình nguyên ; 2. lục địa núi cao ;
3. biển ; 4. vùng trũng tích đọng than ;
5. trầm tích lục địa màu đỏ ; 6. vùng núi lửa hoạt động.

Vậy là trong Cacbon nền Đông Âu bị biển ngập trên diện tích rộng lớn, tuy có thời gian hình thành điều kiện lục địa đầm hồ nhưng về cơ bản là chìm dưới biển nông. Bề dày mặt cắt giữa đông và tây nền khác nhau chứng tỏ phần phía đông bị chìm sâu hơn phía tây. Cuối Cacbon biển lại bắt đầu rút dần do nền bắt đầu quá trình nâng cao.

Vùng Donbat thuộc phạm vi nền Đông Âu ở phía nam trải qua một quá trình phát triển riêng biệt. Đây là vùng sụp võng lâu dài, thành tạo một bề dày trầm tích đến gần 20.000m, trong đó phần Cacbon hạ là đá vôi chỉ trên dưới 500m. Trầm tích Cacbon trung — thượng là thành hệ chứa than gồm nhiều nhịp cát kết, đá phiến, than đá và vôi. Cacbon trung—thượng chứa đến 60 vỉa than công nghiệp trong tổng số 300 vỉa. Trước đây các nhà địa chất Liên Xô coi đây là một kiểu miền võng ven rìa, gần đây có nhiều ý kiến xem nó như một miền mảng nền (aulacogen).

NỀN SIBÊRI

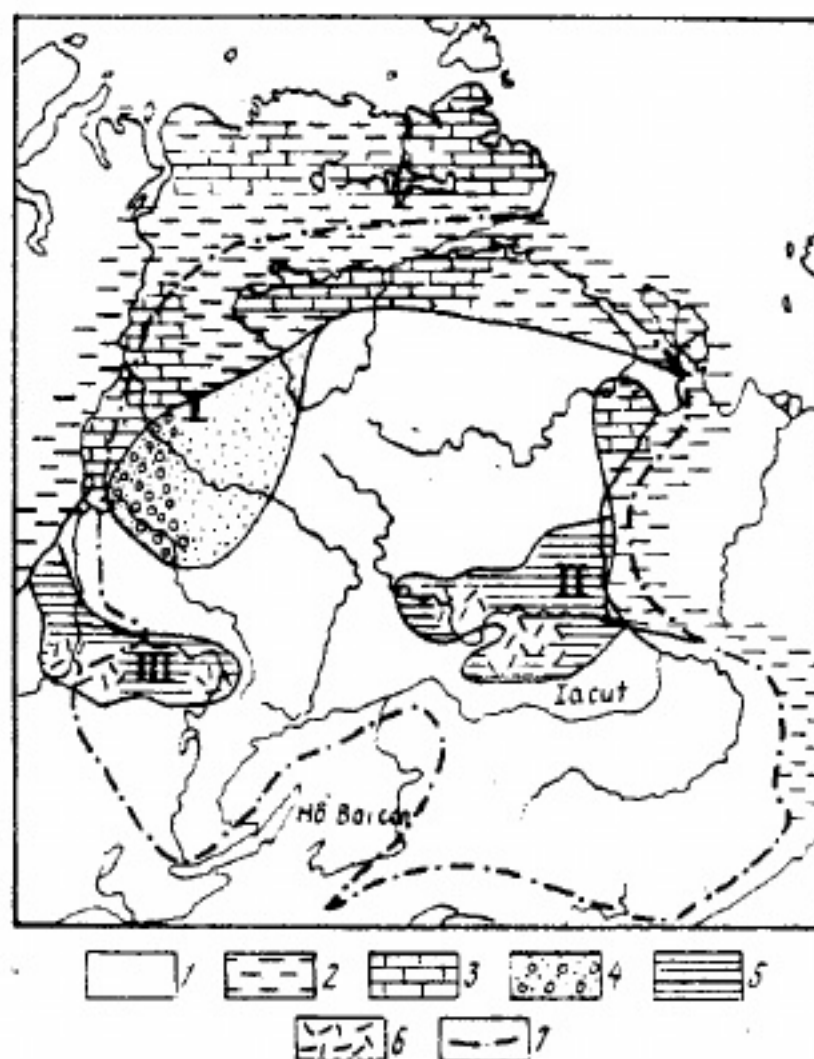
Đầu kỷ Cacbon biển tràn vào phía bắc và tây bắc nền (h. 10-10) và bắt đầu quá trình hình thành miền võng nền Tungut. Ở đây hình thành trầm tích cacbonat chứa phong phú hóa thạch trùng lỗ, san hô, tay cuộn v.v.... Ở phía đông của nền hình thành võng nền Vilius tích đọng trầm tích đầm hồ lục địa và tuf, điều kiện tương tự cũng diễn ra trong miền võng sụp Taseep ở phía tây nền (h. 10-10). Chính việc sụp võng nền đã gây hoạt động phun trào nền.

Hình 10-10. Sơ đồ cổ địa lý Cacbon sớm của nền Siberi (theo Grechisnikova).

1. lục địa ; 2. biển ; 3. vùng biển trầm đọng cacbonat ; 4. vùng trầm đọng đá vụn (cát kết, sạn kết) ; 5. vùng tích đọng trầm tích lục địa—đầm lầy ; 6. trầm tích núi lửa (tuf, tufit) ; 7. ranh giới nền.

Miền võng nền Tungut (I) và Vilius (II), miền sụp võng Taseep (III).

Từ Cacbon trung cho đến hết Pecmi nền Sibêri trở thành lục địa có điều kiện khí hậu ẩm và ẩm, đã thành tạo loạt chứa than ở võng nền Tungut. Trong phức hệ thực vật tuổi Cacbon của loạt chứa than này vai trò ưu thế thuộc nhóm Cordaitales, dương xỉ có hạt v.v... có vòng gỗ hàng năm.



NỀN TRUNG QUỐC

Khối nền Bắc Trung Quốc. Chế độ lục địa từ trước vẫn tồn tại ở đây cho đến hết Cacbon sớm (h. 10-9), trầm tích Cacbon hạ hầu như vắng mặt. Cuối Cacbon

sớm, nền bắt đầu quá trình biến ngập và thành tạo trầm tích tương biến xen lục địa chứa than tuổi Cacbon trung — muộn.

Trầm tích Cacbon trung chủ yếu gồm cát kết, đá phiến và một ít lớp vôi chứa hóa thạch biển. Loạt trầm tích bắt đầu bằng một số lớp đá vụn chứa sắt và boxit, sau đó là trầm tích chứa than.

Trầm tích Cacbon thượng cũng là thành hệ chứa than gồm cát kết, đá phiến, than và một số lớp vôi tương biến.

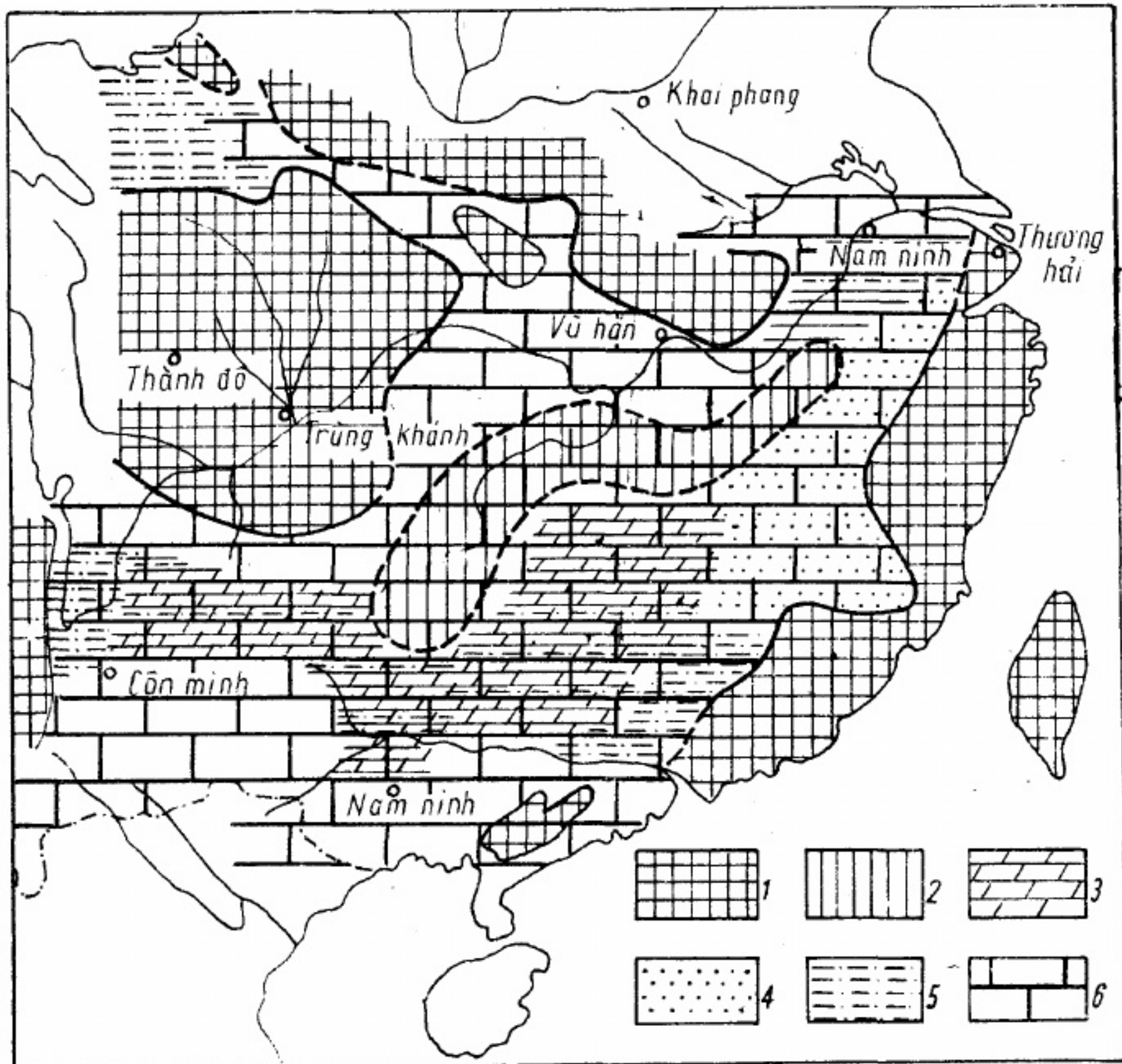
Tương đá và bề dày trầm tích chứng tỏ khối nền Bắc Trung Quốc trong Cacbon trung — muộn càng về phía tây càng ít bị chìm hạ hơn; biển đã tràn vào nền từ phía đông nam. Bề dày trầm tích càng về phía tây càng mỏng, thí dụ Cacbon trung ở phía đông tới 200m, nhưng đến vùng mỏ than Khai Bình ở phía tây chỉ hơn 60m. Bề dày trầm tích Cacbon thượng cũng giảm dần theo phương từ đông sang tây. Trong vùng Sơn Tây — Thiểm Tây bề dày Cacbon thượng hơn 200m ở phía đông, nhưng xa về phía tây mỏng dần chỉ còn 70m rồi mất hẳn. Số lượng đá vôi ở Sơn Tây đến 5-6 vỉa dày, đến Thiểm Tây chỉ còn một hai vỉa mỏng.

Đến cuối Cacbon muộn nền lại bị nâng cao và xác lập điều kiện lục địa trong kỷ sau.

Khối nền Nam Trung Quốc. Khác với nền Bắc Trung Quốc, ở nền Nam Trung Quốc (hay Hoa Nam) biển đã có từ Devon và tiếp tục tồn tại trong Cacbon (h. 10-9). Đầu kỷ diện biển ngập cũng tương tự như ở Devon, trung tâm của khu vực biển ngập nằm ở phía nam của nền. Từ Cacbon trung, biển mở rộng hơn về phía bắc và tràn vào cả một số vùng nâng của nền như tây của caledonit Catazia, khối nâng Giang Nam v.v.... Khu vực biển của Cacbon bao trùm từ đông Vân Nam qua Giang Tây, Hồ Nam, Quảng Tây, Triết Giang... (h. 10-11). Biên độ hạ chìm của nền Nam Trung Quốc lớn hơn nhiều so với Bắc Trung Quốc và trầm tích chủ yếu là đá vôi; có nơi bề dày trầm tích Cacbon đạt tới 1500m.

Trầm tích Cacbon hạ gồm chủ yếu là vôi có xen những lớp đá phiến — cát kết hoặc vỉa than phân bố chủ yếu ở trung tâm, rìa đông bắc và rìa tây của nền (h. 10-11). Bề dày trung bình khoảng 200m nhưng có nơi tới 700 mét như ở Quý Châu.

Trầm tích Cacbon trung và thượng là đá vôi phân bố rất rộng rãi trong nền Nam Trung Quốc và thành tạo loạt trầm tích liên tục sang Pecmi. Bề dày trầm tích dày nhất là ở tây tỉnh Quý Châu đạt tới 1000m; ở các khối nâng như Giang Nam bề dày giảm một cách rõ rệt. Một số vùng rìa nền trong Cacbon trung — muộn tích đọng trầm tích lục nguyên chứa than như ở Côn Minh, Phúc Minh (Vân Nam) hay ở Giang Nam.



Hình 10-11. Sơ đồ tương đá — cổ địa lý nền Nam Trung Quốc vào kỷ Cacbon (theo Trương Văn-hựu..., có đơn giản bớt).

1. lục địa (khối nâng); 2. khối nâng bị biển ngập; 3. trầm tích cacbonat tuổi Cacbon sớm; 4. trầm tích cát kết Cacbon sớm tương lục địa; 5. aegilit, đá phiến Cacbon sớm; 6. Cacbon muộn.

NỀN BẮC MỸ

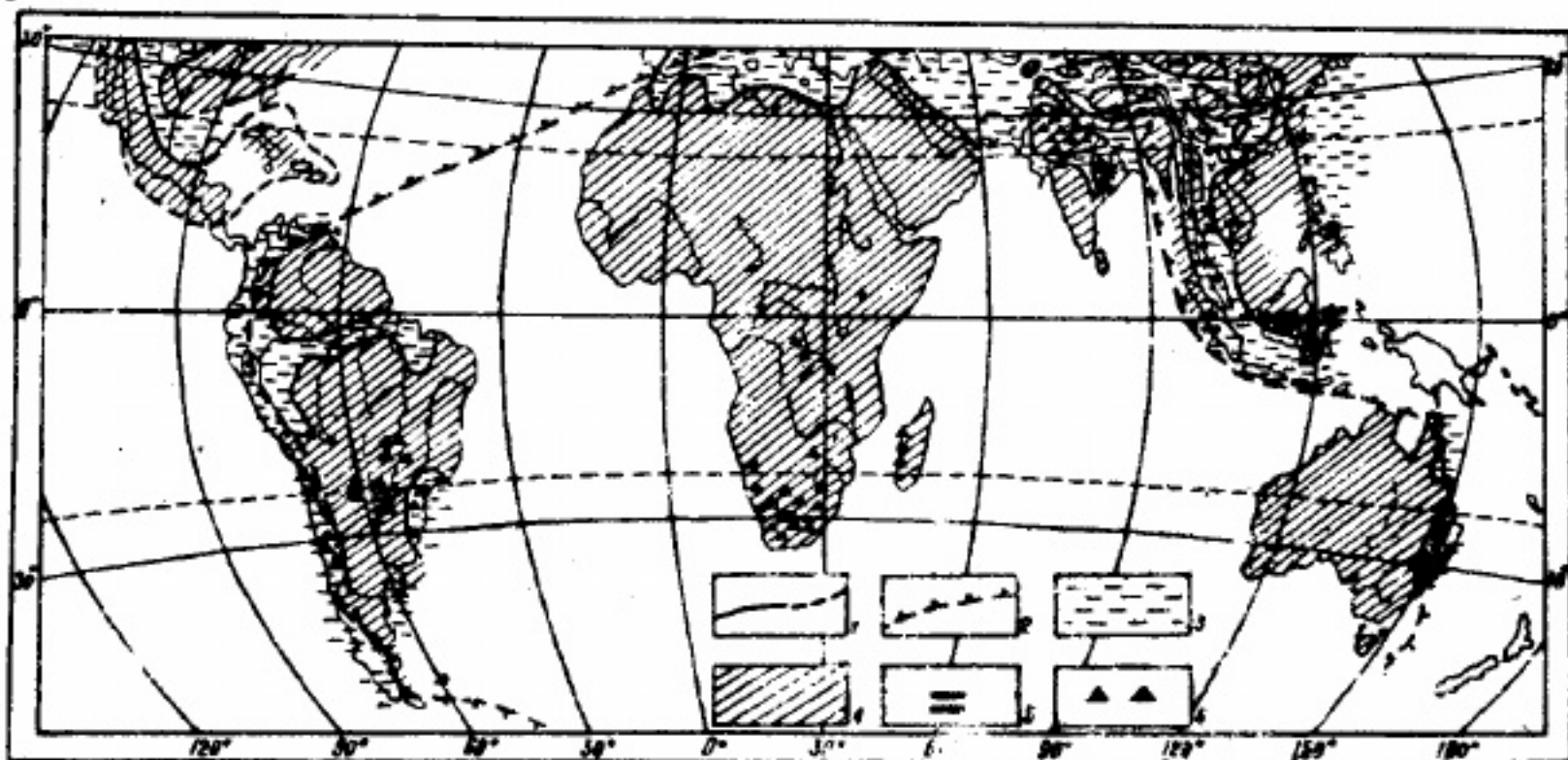
Trong Cacbon sớm (Misisipi) biển ngập vào đại bộ phận lãnh thổ của nền chỉ trừ khiên Canada. Trầm tích Cacbon hạ chủ yếu là đá vôi chứa phong phú hóa thạch sinh vật, trầm tích lục nguyên chỉ chiếm phần thứ yếu trong mặt cắt và tăng dần về phía gần địa mảng Apalat ở phía đông. Phần trên của mặt cắt Cacbon hạ nói chung thành phần lục nguyên, tăng do liên quan đến sự hình thành cấu trúc nổi cao tạo núi vào cuối Cacbon sớm.

Trầm tích tuổi Cacbon muộn (Pensinvan) ở phía tây nền chủ yếu là cacbonat không dày lắm. Trong thời gian này phần giữa và đông nền là bình nguyên đầm lầy ven biển và hình thành trầm tích chứa than, nhiều mỏ than lớn của Mỹ đã được thành tạo trong thời gian này.

NỀN GONVANA

Trong Cacbon lịch sử phát triển nền có nhiều nét khác biệt so với các kỷ trước. Đầu kỷ diện biển ngập chỉ chiếm những lãnh thổ nhỏ hẹp, còn đại bộ phận nền vẫn là lục địa bị bào mòn. Trầm tích Cacbon hạ chỉ gặp ở Bắc Phi, Nam Mỹ và một ít ở Đông Úc. Nói chung đó là trầm tích biển nông giàu sinh vật đáy, trừ phần Đông Úc có trầm tích lục địa ở phần trên của mặt cắt (h. 10-12).

Từ Cacbon trung nền Gonvana có sự thay đổi lớn về điều kiện địa lý tự nhiên và bắt đầu thành tạo loạt Gonvana — trầm tích lục địa tuổi Cacbon — Krêta. Loạt trầm tích này được nghiên cứu đầu tiên ở Ấn Độ (tên Gonvana dựa theo gốc chữ Gond — tên một bộ tộc ở vùng Vana của Ấn Độ), đá của loạt phân bố ở nhiều nơi trong nền Gonvana : Ấn Độ, châu Phi, Nam Mỹ (h. 10-12), chứng tỏ nền rộng lớn này đã có điều kiện địa lý, khí hậu đồng nhất.



Hình 10-12. Sơ đồ phân bố trầm tích trong Cacbon trung — muộn ở nền Gonvana.
1. ranh giới biển và lục địa ; 2. ranh giới nền Gonvana ; 3. biển ; 4. lục địa ; 5. vùng chứa than ; 6. vùng có trầm tích sông băng — tilit.

Phần dưới của loạt Gonvana là trầm tích sông băng tuổi Cacbon trung — muộn, phân bố thành những vệt rộng lớn ở Ấn Độ, Nam Phi, Nam Mỹ, Đông Úc và châu Nam Cực. Ở những vùng vừa kể trên đều có những trầm tích tilit gồm sét xen những cuội bị khía vạch do tác dụng cuốn trôi của sông băng. Xen kẽ với trầm tích sông băng là những tầng chứa hóa thạch biển và đôi khi là trầm tích chứa than, chứng tỏ có những giai đoạn gian băng. Những trầm tích

chứa than này có phức hệ thực vật đặc trưng gọi tên là thực vật *Glossopteris*, trong đó vai trò chủ yếu là dương xỉ có hạt (*Glossopteris*, *Gangamopteris*). Sự có mặt dải trầm tích tilit chứng tỏ khí hậu lạnh giá trong phạm vi rộng lớn ở bán cầu nam, nơi hiện nay ngay trên núi cao cũng không có băng tuyết, là điều lôi cuốn sự chú ý của nhiều nhà nghiên cứu. Đã có nhiều giả thuyết giải thích hiện tượng này, nhưng chưa có giả thuyết nào đầy đủ sức thuyết phục. Xa hơn về phía bắc của lục địa *Gonvana* trong Cacbon trung—muộn là đới khí hậu khô nóng thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ và chứa muối.

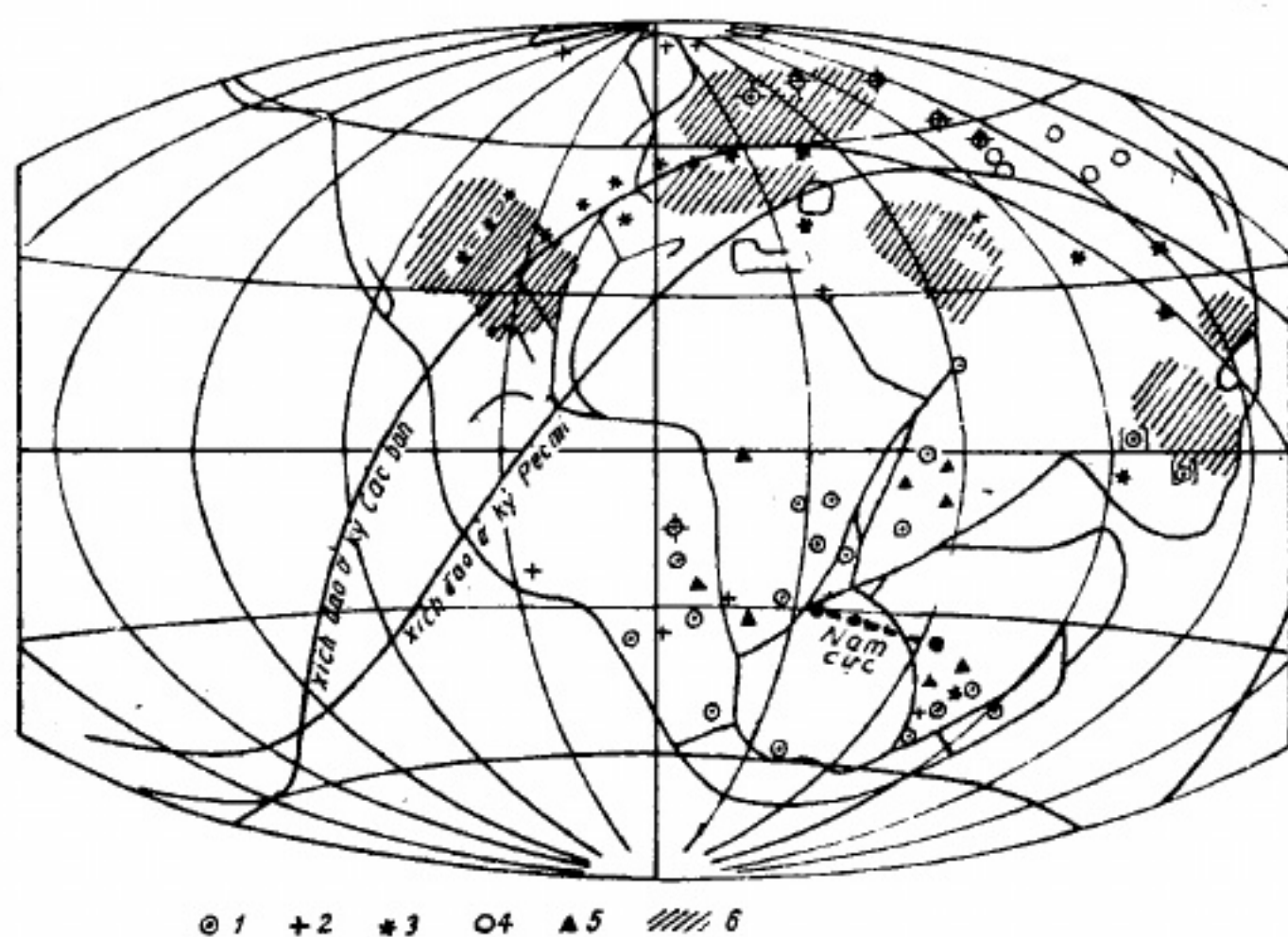
HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

Liên quan với quá trình tiến triển của hoạt động ở các khu vực địa mảng và các nền ta đã xét trên kia, trong kỷ Cacbon ranh giới biển và lục địa biến đổi dần theo hướng tăng dần diện tích lục địa. Ở đầu kỷ biển ngập nhiều phạm vi của cấu trúc dương, kể cả caledonit (như Tây Âu, tây nam Sibêri) và các nền. Từ giữa kỷ (đầu Cacbon giữa) biển rút dần và đến cuối kỷ thì đạt mức biển lùi cực đại của Cacbon. Hoạt động biển lùi này rõ ràng có mối liên quan trực tiếp với quá trình nghịch đảo kiến tạo diễn ra từ giữa kỷ Cacbon để thành tạo cấu trúc uốn nếp hecxinit.

Có lẽ tính chất của địa hình lục địa lúc đầu khá dịu thoải, những hệ thống núi uốn nếp caledonit đã trải qua quá trình phong hóa bào mòn 60 triệu năm của kỷ Devon. Từ giữa kỷ và nhất là cuối kỷ do hình thành những cấu trúc uốn nếp hecxinit, địa hình rõ ràng trở nên bị chia cắt và tương phản. Sự phong phú và phân bố rộng rãi của loại thành hệ molat đã xác nhận cho điều vừa nói. Sự biến đổi của địa hình lục địa liên quan chặt chẽ với điều kiện khí hậu của kỷ. Nhìn chung khí hậu của kỷ Cacbon mang tính chất tương tự như vùng nhiệt đới và cận nhiệt đới có độ ẩm cao. Đặc điểm giải phẫu của cây cối trong thời gian này thể hiện rõ điều vừa nói. Trong rễ cây có những lỗ khí đặc trưng cho cây mọc đầm lầy, thể hiện rõ nhất ở *Calamites*. Hệ thống rễ sticmaria là kiểu rễ mọc lan để tạo đế vững chắc cho kiểu cây đầm lầy. Cơ quan sinh sản mọc trực tiếp từ thân và cành lớn, cấu tạo tế bào sợi lớn, tủy và tầng vỏ thân dày, không có vòng gỗ hàng năm đều xác minh cho điều kiện khí hậu môi trường nóng ẩm. Nhiều đại biểu của dương xỉ thân mộc hiện chỉ sống ở rừng nhiệt đới, tổ tiên họ hàng của chúng phát triển phong phú trong Cacbon cũng có thể minh họa thêm cho điều vừa nêu.

Từ giữa kỷ bắt đầu thể hiện rõ nét các khu vực thực vật thích hợp với điều kiện khí hậu riêng. Ở giữa và cuối kỷ Cacbon ta thấy rõ có hai loại khu vực thực vật. Loại thứ nhất là khu vực thực vật ưa khí hậu nóng ẩm, đặc trưng là phong phú thực vật cây vầy (khu hệ *Vetfali*). Loại khu vực thứ hai của thực vật ưa khí hậu lạnh, đó là thực vật *Glossopteris*, như khu hệ *Gonvana* và Tungut. Dẫn chứng cho điều kiện khí hậu lạnh ở *Gonvana* là có tilit trong trầm tích Cacbon ở Nam Mỹ, Nam Phi, Ấn Độ và châu Úc.

Sự có mặt những dẫn liệu về khí hậu lạnh — tilit ở bán cầu nam trong Cacbon là chắc chắn, nhưng vấn đề còn chưa sáng tỏ là nguyên nhân của khí hậu lạnh thành tạo những tilit đó. Một số nhà nghiên cứu giải thích tilit được thành tạo do hoạt động sông băng ở trên triền núi cao như hiện nay vẫn đang xảy ra ở Pamia, Hymalaya, Capca v.v... Cách giải thích khác dựa vào thuyết trôi lục địa của Vegene. Thuyết này trong những năm gần đây được chú ý nhiều do tích lũy thêm nhiều chứng liệu về địa vật lý. Theo thuyết lục địa trôi thì vào Paleozoi các lục địa đều còn liền một khối. Các lục địa Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ, Úc và châu Nam Cực cũng gắn liền ở bán cầu nam hiện nay (h. 10-13). Khi đó cực nam của quả đất được giả định ở vào khoảng đông nam Phi, còn xích đạo thì chạy qua Bắc Mỹ, Bắc Âu và châu Á. Theo đó thì những vùng có tilit đều qui tụ quanh cực nam giả định của kỷ Cacbon, còn thực vật ưa nóng ẩm thì ở gần xích đạo.



Hình 10-13. Giải thích sự phân bố các khu vực thực vật và tilit ở kỷ Cacbon theo thuyết Vegene.

1. thực vật *Glossopteris*; 2-3. thực vật ưa ấm gồm cây vảy (2) và dương xỉ *Pecopteris* (3); 4. thực vật kiểu *Glossopteris* nhưng vắng mặt bản thân *Glossopteris*; 5. tilit; 6. vùng có than tiêu san hô.

Sự phân bố của than tiêu san hô trong Cacbon cũng khá phù hợp với quan niệm trình bày ở hình 10-13. Phần lớn những vùng phân bố than tiêu san hô của Cacbon là những vùng hiện nay có khí hậu lạnh như Bắc Mỹ, châu Âu, Liên Xô v.v... Nếu như công nhận than tiêu san hô ở Paleozoi muộn cũng phải được thành tạo trong điều kiện biển ấm thì chính những vùng phong phú than tiêu san hô đó cũng phân bố gần xích đạo giả định trên sơ đồ 10-13 kể trên.

Hiện tượng phát triển rầm rộ thực vật trên cạn ở kỷ Cacbon là một sự kiện quan trọng có ảnh hưởng rất lớn đối với sự thay đổi hoàn cảnh địa lý trên mặt quả đất. Strakhop (1948) đã nêu rõ ý nghĩa quan trọng của sự kiện này, sự phát triển rầm rộ thực vật trên cạn lần đầu tiên trong lịch sử địa chất, tất yếu đã dẫn đến sự thay đổi thành phần khí quyển do khối lượng khổng lồ của CO_2

bị cây xanh hút và O_2 do cây nhả ra. Chúng ta đã biết CO_2 và O_2 lại chính là những nhân tố quan trọng bậc nhất thúc đẩy quá trình phong hóa. Hiện tượng này cùng với sự phá hủy các vật chất hữu cơ tích đọng trong đầm lầy và trên mặt đất đã thúc đẩy mạnh mẽ quá trình phong hóa và tạo đất, tạo mùn trên bề mặt quả đất. Đây là hiện tượng hoàn toàn mới mẻ, vì trước Cacbon quá trình tạo đất chỉ thuần túy mang tính chất « khoáng vật học », không có hiện tượng tạo mùn. Có thể nói từ kỷ Cacbon mới bắt đầu kiểu tạo đất như hiện nay đang xảy ra trên bề mặt vỏ quả đất.

Chương 11

KỶ PECMI

Pecmi là kỷ cuối cùng của nguyên đại Paleozoi, dài khoảng 45 triệu năm. Tên của hệ Pecmi do nhà địa chất Anh Murchison đề nghị năm 1841 dựa vào tên vùng Pecmi (Пермь) ở nam Uran, nơi có mặt cắt được nghiên cứu khá kỹ lúc đó. Trước Murchison, ở Đức người ta đã biết loạt trầm tích tương ứng với Pecmi gồm hai phần là « cát kết đỏ » (Rothliegende) và Zesten (Zechstein). Do đó ở Đức cũng như vài nước Tây Âu quen dùng thuật ngữ Dyas để chỉ hệ Pecmi (Dyas có nghĩa là hai phần).

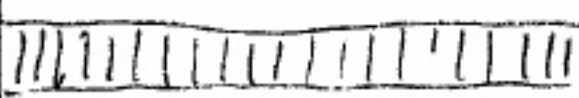
Việc phân chia địa tầng Pecmi không thống nhất trên thế giới. Ở Liên Xô (1960) phân chia hệ làm hai thống, mỗi thống lại gồm hai phụ thống. Ở Tây Âu và Mỹ cũng đều có sự phân chia địa tầng của hệ Pecmi khác nhau. Sau đây là bảng đối chiếu phân chia địa tầng Pecmi ở những khu vực nói trên (xem trang 262).

THẾ GIỚI SINH VẬT

Thế giới sinh vật của kỷ Pecmi mang nhiều đặc tính chung gần gũi với sinh vật của kỷ Cacbon, đồng thời cũng mang nhiều yếu tố mới đặc trưng riêng cho kỷ. Trong kỷ xuất hiện nhiều yếu tố Trung sinh (Mezozoi), thể hiện rõ nét nhất ở thực vật và động vật trên cạn.

ĐỘNG VẬT BIỂN

Động vật không xương sống ở biển có mối liên hệ chặt chẽ với động vật kỷ Cacbon.

Liên Xô			Tây Âu	Mỹ
Thống	Phụ thống	Bậc		
Thượng	Thượng	Tacta	Zesten (Thuring)	Ochoan
	Hạ	Kazan		Guadalupe
		Ufim		
Hạ	Thượng	Kungua	Saxon (Cát kết đỏ trên)	Leonard Vuncam (Wolfcamp)
		Actin		
	Hạ	Sacma	Autun (Cát kết đỏ dưới)	
		Asen		

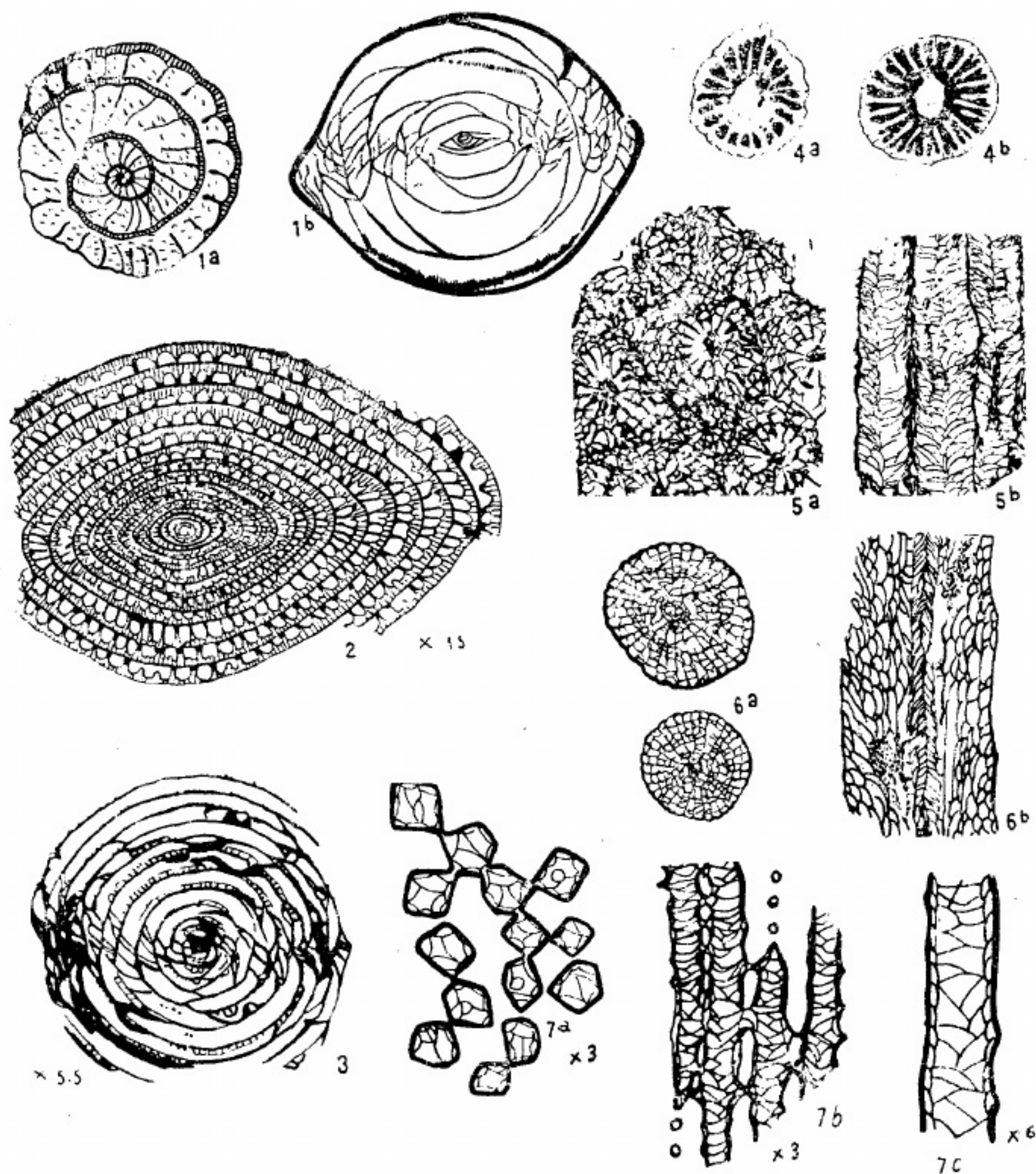
Động vật nguyên sinh (h. 11-1). Fusulinida của lớp trùng lỗ vẫn tiếp tục phát triển với các đại biểu kích thước lớn như *Schwagerina*. Vai trò của chúng đối với địa tầng vẫn rất quan trọng, nhưng đến cuối kỷ chúng bị tiêu diệt một cách nhanh chóng. Trong Pecmi phổ biến các họ Schwagerineae, Verbeekineae, Neoschwagerineae. Các giống thường gặp là *Pseudofusulina*, *Parafusulina*, *Schwagerina*, *Neoschwagerina* và *Sumatrina*, *Verbeekina*.

Ở Việt Nam người ta đã phân chia hai đời Fusulinida ở Pecmi hạ và ba phức hệ của Pecmi thượng. Đời thứ nhất của Pecmi hạ với các giống *Schubertella*, *Pseudofusulina* và *Schwagerina*. Đời thứ hai với *Pseudofusulina*, *Parafusulina* và *Robustoschwagerina*.

Ba phức hệ Fusulinida của Pecmi thượng gồm : 1) Phức hệ thứ nhất với *Pseudofusulina*, *Parafusulina* và *Jangchienia* ; 2) Phức hệ thứ hai có lẽ cùng tuổi với phức hệ thứ nhất có các giống *Reichelina*, *Nankinella* và các đại biểu của Lagenida, Miliolida ; 3) Phức hệ thứ ba có vị trí địa tầng cao hơn với sự có mặt của *Palaeofusulina* cùng với Lagenida và Miliolida.

Ruột khoang (h. 11-1). Các đại biểu của ngành ruột khoang giảm sút và ý nghĩa địa tầng bị hạn chế. San hô vách dày chỉ còn một số đại biểu của *Syringoporoida* và *Michelinia*. San hô bốn tia cũng mất dần ý nghĩa. Một số giống có ý nghĩa đối với địa tầng Pecmi của Việt Nam như *Yatsengia*, *Waagenophyllum*, *Wentzelcila*, *Sinophyllum* v.v...

Đến cuối kỷ cả san hô vách dày và san hô bốn tia về cơ bản bị tiêu diệt.

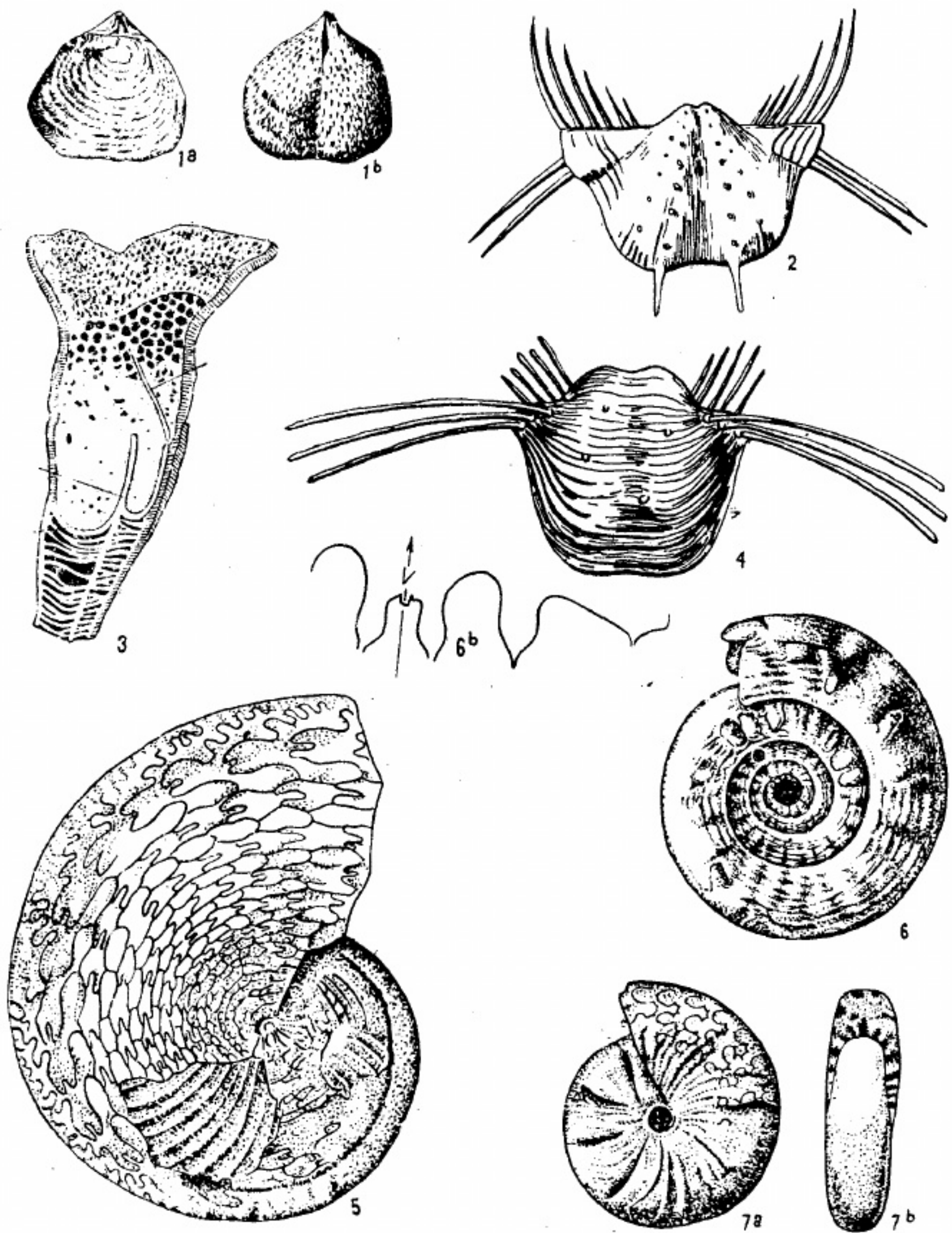


Hình 11-1. Một số hóa thạch Fusulinida và san hô Peemi.

Fusulinida (1-3, phóng đại trên 5 lần): 1. *Schwagerina princeps* Moeller; 2. *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager); 3. *Verbeekina verbeeki* (Geinitz).

San hô (4-7): 4. *Sinophyllum proliferum* (M'c Chesney); 5. *Wentzelella grandis* Dobrolyubova; 6. *Waagenophyllum indicum* (Waagen et Wentzel); 7. *Hayasakia elegantula* (Yabe et Hayasaka)

Tay cuộn (h. 11-2). Các đại biểu của tay cuộn tiếp tục phát triển, nhất là bộ Productida, vỏ của chúng đã hình thành những tầng đá vôi gọi là đá vôi Productus như ở Apganistan, Ấn Độ và cả ở Đông Dương nữa.



Hình 11-2. Một số hóa thạch tay cuộn và thân mềm của kỷ Pecmi.
 Tag cuộn (1-4) : 1. *Strophalosia excavata* (Geinitz) ; 2. *Sowerbina maynei* Dunb. ; 3. *Richthofenia* sp. ; 4. *Horridonia horrida* (Sowerby).
 Thân mềm (5-7) : 5. *Medlicottia orbignyana* (Verneuil) ; 6. *Paragastrioceras jossae* (Verneuil) ; 7. *Popanoceras sobolewskyianum* (Verneuil).

Các giống hay gặp là *Cancrinella*, *Horridonia*, *Sowerbina*, *Martinia*, *Strophalosia*.

Trong khu động vật Địa Trung Hải phát triển dạng tay cuộn đặc biệt đã xuất hiện từ Cacbon là *Richthofenia*. Dạng của con vật có hình chóp giống như san hô, mảnh bụng có hình chóp sâu chứa đầy cấu trúc bọt, còn mảnh lưng trở thành dạng nắp.

Thân mềm (h. 11-2). So với các kỷ của Paleozoi ngành thân mềm trong Pecmi phát triển nhất. Giống *Bellerophon* của lớp chân bụng vẫn tiếp tục phát triển. Các đại biểu của lớp chân riu tuy chuẩn bị cho bước phát triển rất phong phú ở Mezozoi nhưng vẫn mang nhiều tính chất gần gũi với chân riu của kỷ Cacbon. Các giống hay gặp là *Pteria*, *Gervillia*, *Pseudomonotis* và *Apiculopecten*, *Schizodus*.

Trong ngành thân mềm của Pecmi lớp chân đầu đóng vai trò lớn nhất, tuy nhiên mức độ sai khác giữa Pecmi và Cacbon không lớn bằng giữa Cacbon và Devon. Điều đáng lưu ý là song song với nhóm *Goniatites* trong kỷ này xuất hiện nhóm *Ceratites* điển hình, có cấu tạo đường thủy yên phức tạp hơn, đánh dấu một giai đoạn mới trong sự tiến hóa của Ammonoidea. Các giống đáng kể là *Agathioceras*, *Paragastrioceras*, *Medlicottia*, *Cyclolobus*. Trong số các đại biểu của nhóm *Ceratites* có các giống *Hungarites*, *Popanoceras*, *Xenodiscus* v.v...

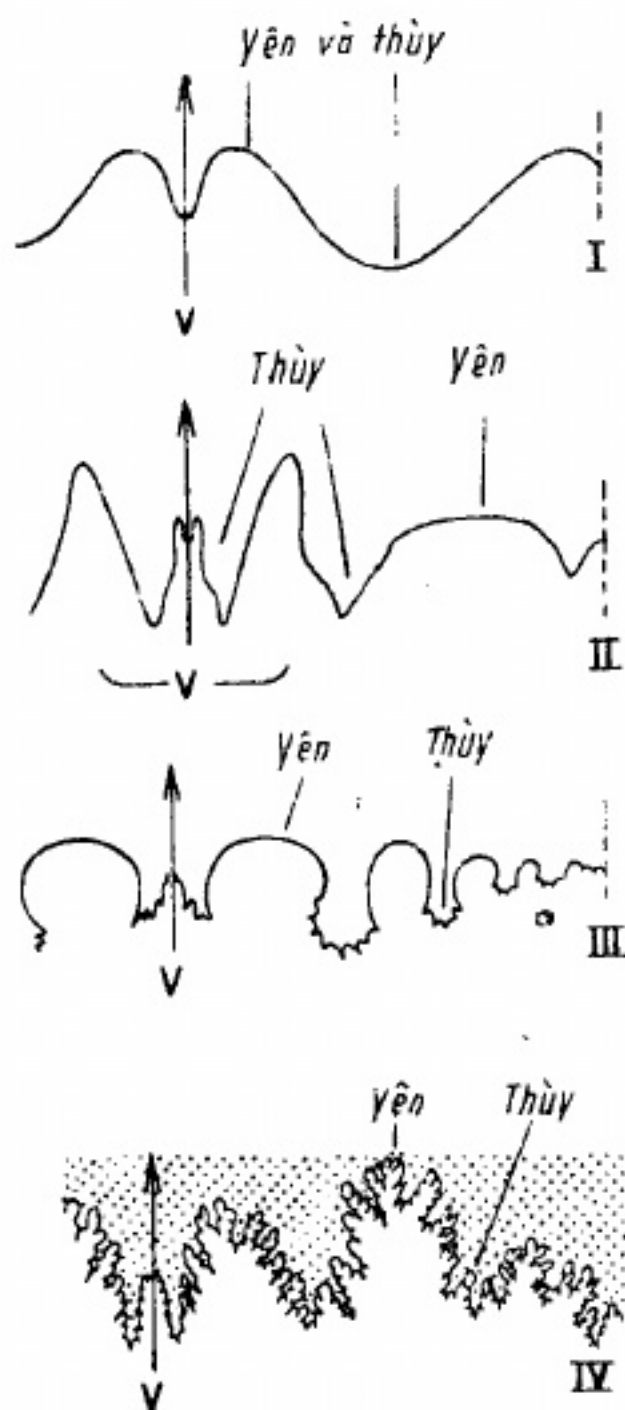
Nhân đây chúng ta cũng cần nhắc đến các chặng đường chính của sự tiến hóa của Ammonoidea trong lớp chân đầu. Sự tiến hóa của chúng thể hiện rõ ở đường thủy yên là đường giáp ranh giữa vách ngăn phòng với vỏ ngoài. Đường này gồm nhiều đoạn cong uốn, phần cong uốn hướng lõi về phía trước (phía phòng cuối) gọi là yên, còn phần lõi hướng về phía sau gọi là thùy. Người ta phân làm bốn loại kiểu đường thủy yên (h. 11-3).

1) Kiểu thứ nhất là kiểu *Goniatites* (không góc) hay kiểu *Nautilus*. Kiểu này phản ánh giai đoạn đầu, nguyên thủy của sự phát triển lớp chân đầu, đường «thủy yên» thực chất không có, nó chỉ là một đường cong đơn giản.

2) Kiểu thứ hai là *Goniatites* với dạng đặc trưng ở giống *Goniatites* có đường thủy yên dạng góc. Đường thủy yên chỉ mới có đường gấp bậc một, dạng góc. Chúng đặc trưng ở các dạng Ammonoidea tuổi Paleozoi.

3) Kiểu thứ ba là *Ceratites* với dạng điển hình ở giống *Ceratites*. Ở đây đường yên cong đơn giản không gấp nếp, còn đường thùy đã hình thành nếp gấp thứ sinh. Dạng này mãi cuối Pecmi mới xuất hiện và đặc trưng cho phần lớn các Ammonoidea ở Triat.

4) Kiểu cuối cùng là kiểu *Ammonites*, đường thủy yên kiểu này rất phức tạp, cả thùy và yên đều bị gấp khúc phức tạp dạng khía rau mùi. Chúng đặc trưng ở Ammonoidea của Triat, Jura và Krêta. Càng về sau càng xuất hiện các sự gấp khúc phức tạp bậc hai, bậc ba.



Hình 11-3. Các kiểu đường thùy yên của lớp Chân đầu.

I. kiểu không góc (Agoniatites); II. kiểu có góc (Goniatites); III. kiểu Ceratites; IV. kiểu Ammonites.

Ngoài những nhóm hóa thạch đã kể trên, trong động vật biển còn có rêu động vật, da gai, những dạng cuối cùng của bộ ba thùy, cá v.v... Rêu động vật cũng giống như ở kỷ Cacbon, phát triển các đại biểu của Fenestellidae, nhiều khi cùng với huệ biển (Crinoidea), tay cuộn v.v.... chúng hình thành dạng ám tiêu khá lớn. Trong ngành da gai phát triển nhất là huệ biển, cầu gai.

Trong biển Pecmi cá vẫn tiếp tục phát triển. Đặc biệt ở Pecmi hạ dạng cá mập có cơ quan răng rất đặc biệt. Đó là giống *Helicoprion* do Caccpinski phát hiện đầu tiên ở U-ran, về sau người ta đã gặp ở Nhật và theo tài liệu của người Pháp thì cũng đã gặp ở Đông Dương. Bộ răng của cá kéo dài và cuộn cong thành mấy vòng về phía trước.

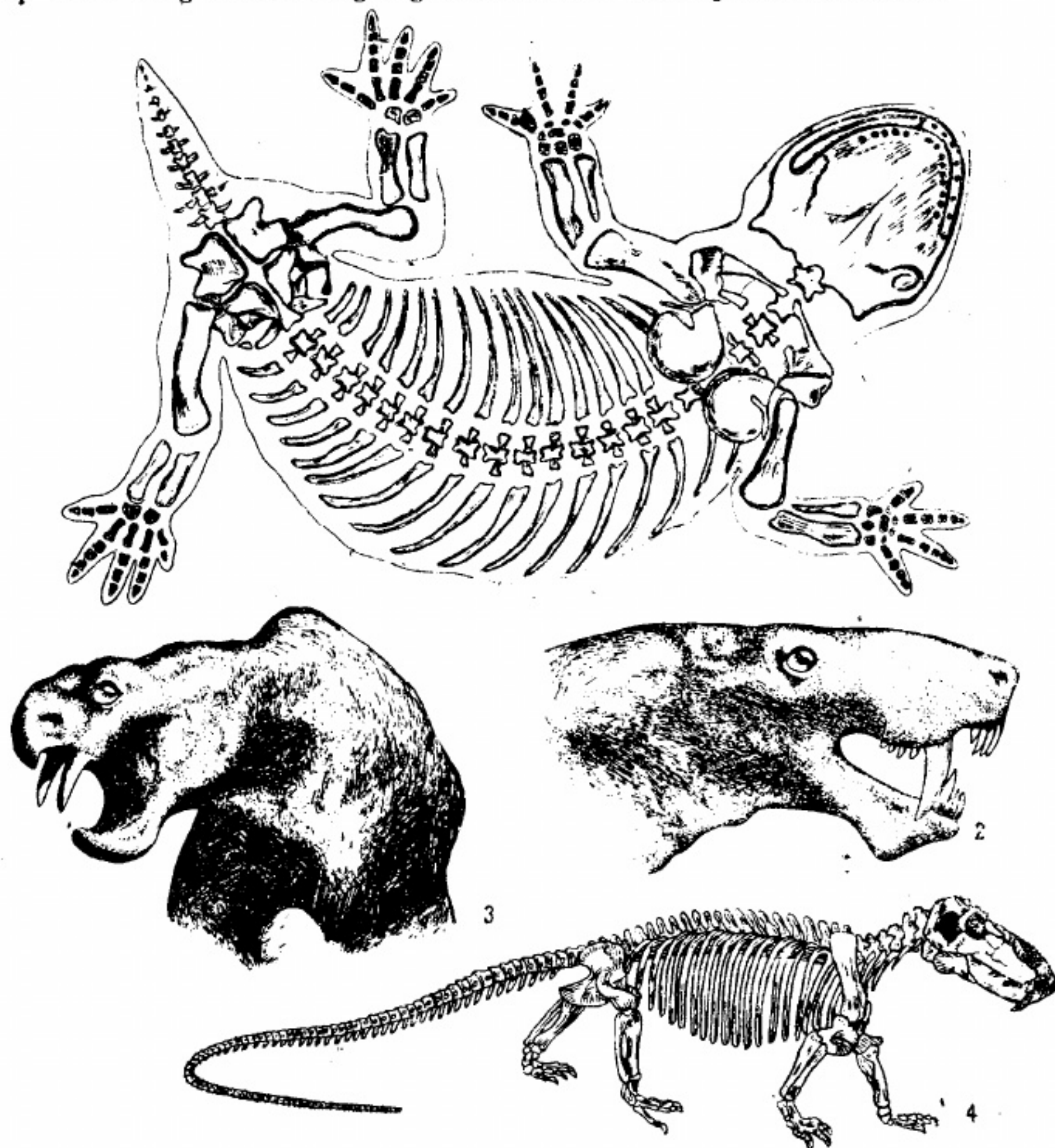
Theo N. M. Strakhop (1948) người ta đã phân chia sự phân bố động vật biển làm hai tỉnh cổ địa lý động vật là tỉnh bắc và tỉnh xích đạo. Tỉnh thứ nhất bao gồm Spitbec, Bắc Âu với tập hợp Productidae đặc trưng. Ở tỉnh xích đạo các dạng gồm Fusulinida (*Neoschwagerina*, *Sumatrina*, *Doliolina*, *Verbeekina*), tay cuộn (*Richthofenia*, *Lyttonia*), nhiều Ammonoidea.

Cuối Pecmi, dần dần các nhóm Goniatites, bộ ba thùy, san hô vách dày và san hô bốn tia, Blastoidea, Fusulinida, Spiriferida, Productida v.v..., tức là phần lớn các dạng của nguyên đại Cổ sinh (Paleozoi) bị tiêu diệt. Đồng thời xuất hiện những nhóm mới, thay thế vai trò cho các nhóm bị tiêu diệt và tiếp tục phát triển ở nguyên đại Trung sinh (Mezozoi).

ĐỘNG VẬT TRÊN CẠN

Cùng với sự phát triển của ngành chân khớp giống như ở kỷ Cacbon, trong kỷ Pecmi các đại biểu của lưỡng cư và bò sát cũng rất phong phú. Trong lưỡng cư cổ, nhóm đầu giáp (*Stegocephalia*) phát triển cực thịnh và có những dạng kích thước khá lớn. Đáng chú ý là sự phát triển nhanh chóng và đa dạng của lớp bò sát. Lớp động vật này trong Pecmi đã có sự phân chia thành những nhóm

khác nhau. Nhóm thứ nhất ăn cỏ, là bò sát toàn sọ (*Cotylosauria*), có đầu to nặng nề do hộp sọ không có hố thái dương. Trong cấu tạo cơ thể của con vật còn thể hiện những tính chất nguyên thủy gần gũi với nhóm đầu giáp của lưỡng cư như giống *Pariasauria*. Nhóm thứ hai thích nghi với đời sống ăn thịt, có dạng cơ thể giống với dạng thú của động vật có vú, vì thế có tên là bò sát dạng thú (*Theromorpha*). Con vật có khả năng vận động nhanh nhẹn, răng nhọn hình chóp và có răng nanh, như giống *Inostrancevia* và *Dicynodon* (h. 11-4).



Hình 11-4. Một số dạng hóa thạch động vật có xương sống trong Pecmi.

1. *Labyrinthodon* (lưỡng cư); Bò sát (2-4); 2. *Inostrancevia*;
3. *Dicynodon*; 4. *Titanophoneus*.

Trong thành phần của động vật lưỡng cư và bò sát ở Pecmi người ta thấy rõ có hai trung tâm phát triển với thành phần khác nhau. Trung tâm thứ nhất là Bắc Mỹ, ở đây rất phong phú các đại biểu nhóm đầu giáp của lưỡng cư và nhiều dạng của cả hai nhóm bò sát. Trung tâm thứ hai là Nam Phi chủ yếu phát triển động vật bò sát. Phân tích thành phần động vật và điều kiện cổ địa lý ; các nhà nghiên cứu cho rằng từ hai trung tâm đó lưỡng cư và bò sát phát tán ra các khu vực khác : Từ Bắc Mỹ theo hướng đông đến Tây Âu, Uran và từ Nam Phi theo hướng đông bắc qua Ấn Độ, Trung Á, Đông và Tây Âu và hướng tây bắc đến tận bắc của Nam Mỹ.

THỰC VẬT

Thực vật của kỷ Pecmi rõ ràng mang tính chất chuyển tiếp của thực vật Paleozoi (Paleophyta) và thực vật Mezozoi (Mezophyta). Phức hệ thực vật Pecmi sớm rất gần gũi với thực vật của kỷ Cacbon. Lúc này tiếp tục phát triển cây vảy, dương xỉ và dương xỉ có hạt (*Calamites*, *Gangamopteris*, *Glossopteris*) (h. 11-5). Xuất hiện đại biểu của thực vật hạt trần.

Phức hệ thực vật Pecmi muộn thay đổi hẳn so với Pecmi sớm và đã mang tính chất rõ nét của thực vật Mezozoi. Các đại biểu của thực vật kiểu Cacbon phần lớn bị tiêu diệt, một số ít dạng còn gặp cũng chỉ là dạng còn sót lại. Đại biểu của thực vật hạt trần đã rất đa dạng và phong phú như những đại biểu của tuế (*Pterophyllum*), bạch quả (*Baiera*) và tùng bách (*Walchia*, *Voltzia*) v.v... (h. 11-5).

Theo tính chất của cấu tạo các cơ quan, thực vật Pecmi mang rõ nét tính chất của thực vật ưa khí hậu khô. Tính chất ưa khô thể hiện rõ nét trong thành phần thực vật Pecmi muộn và phổ biến rất rộng rãi. Về mặt địa lý thì ở châu Á thực vật ưa khô trong Pecmi xuất hiện chậm hơn Tây Âu và Bắc Mỹ. Trong khi ở Tây Âu, Bắc Mỹ đã phổ biến thực vật của khí hậu khô từ Pecmi sớm thì ở Trung Quốc và bán cầu nam vẫn tiếp tục phát triển thực vật của khí hậu nóng ẩm tạo than Pecmi sớm (xem lịch sử nền Trung Quốc và Gonvana của chương này).

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

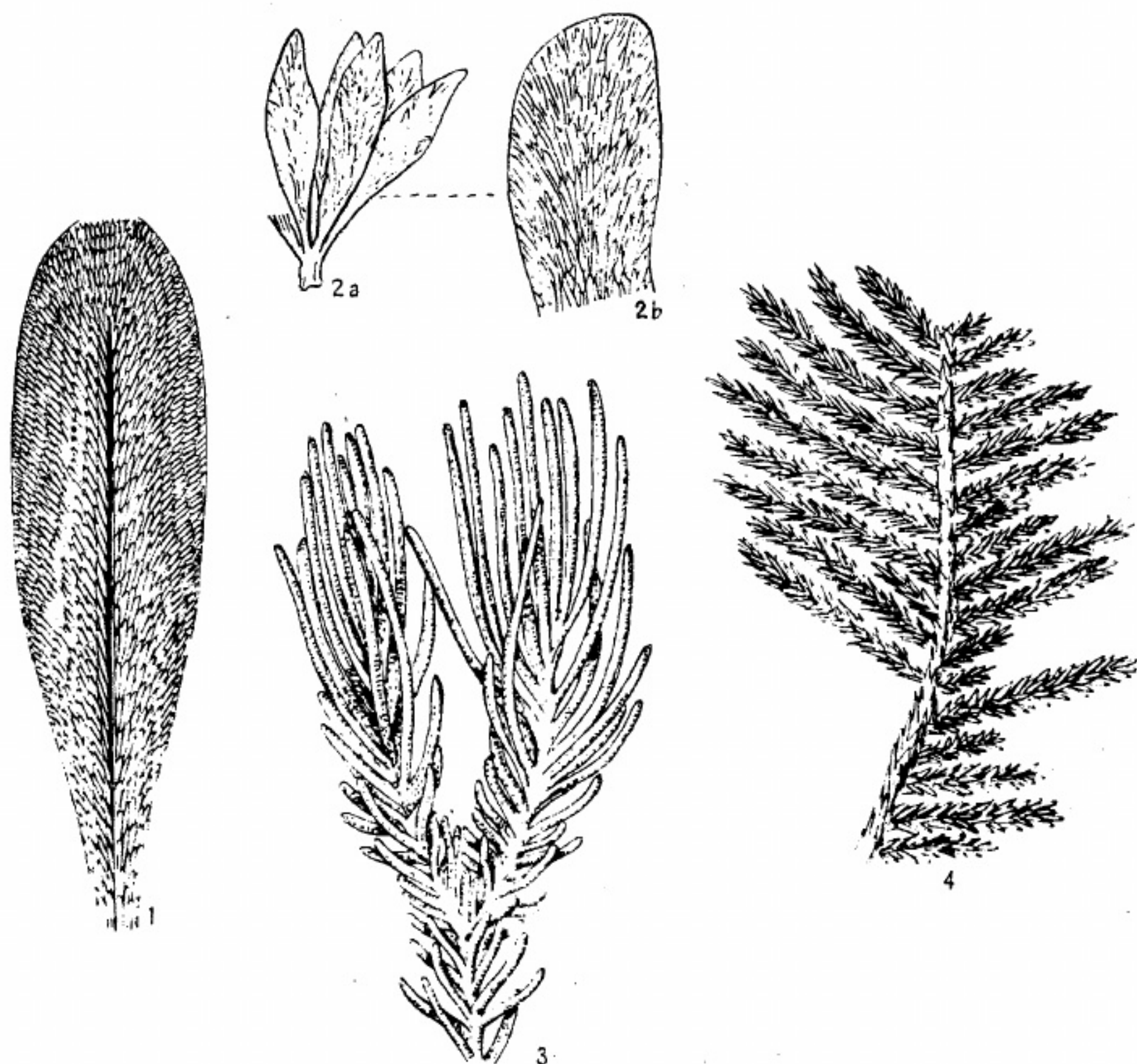
ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây Địa Trung Hải

Khu vực địa máng Tây Âu

Ở chương 10 chúng ta thấy rõ trong kỷ Cacbon về cơ bản địa máng Tây Âu đã kết thúc chế độ địa máng, trừ phần phía nam của Nam Âu, hai pha (thời

kỳ) uốn nếp suốt và asturi đã biến khu vực sụp võng địa mảng trong những kỷ trước thành khu vực núi hecxinit.



Hình 11-5. Một số hóa thạch thực vật Pecmi.

1. *Glossopteris*; 2. *Gangamopteris*; 3. *Voltzia heterophylla*; 4. *Walehia piniformis* Schloth.

Trong Pecmi sớm khu vực hecxinit ở phía bắc của địa mảng Tây Âu chủ yếu là những vùng nổi cao. Đá Pecmi hạ chỉ có mặt ở một số miền sụp võng nội địa, đó là những trầm tích tương lục địa trong những vùng than Crêzo và Autun của khối trung tâm Pháp, và ở Đức.

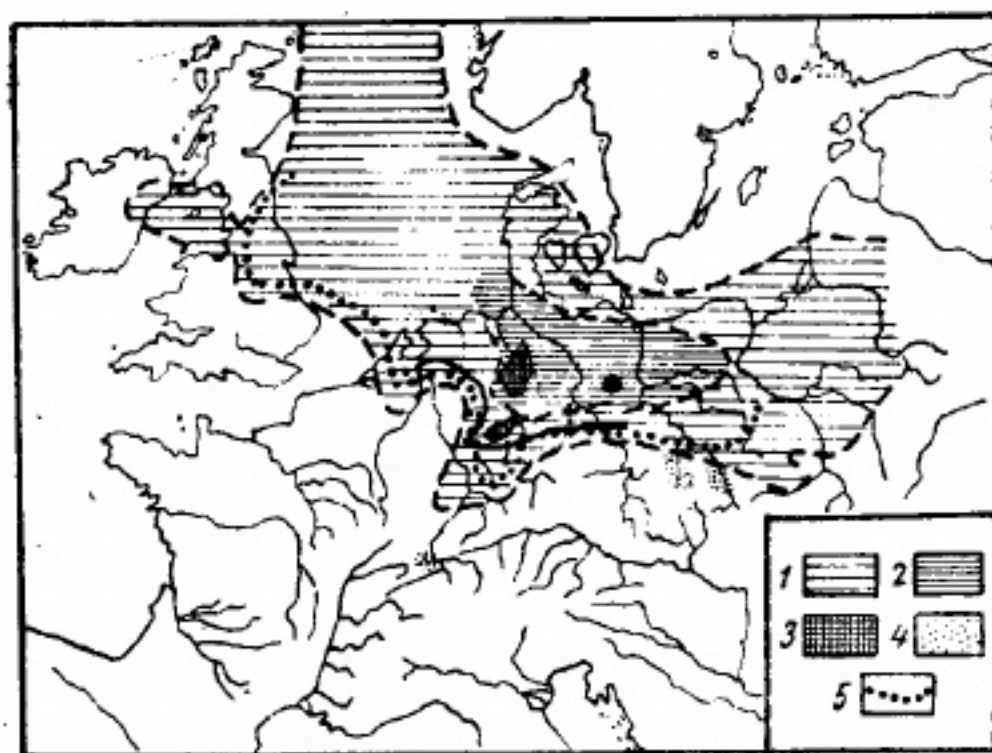
Ở Đức, Pecmi hạ đầu tiên được gọi tên là « cát kết đỏ mới » phân bố ở vùng Sắơ, Saxơ và Thuring, dày trên 3000m. Người ta phân Pecmi hạ ở đây làm hai phần là Autun và Saxon. Autun là phần tiếp tục của thành hệ chứa than

Stefan, đó là đá phiến, cát kết màu xám và đỏ chứa than, đôi khi có cả thành phần phun trào. Sự phong phú của hóa thạch thực vật và nhiều hóa thạch lưỡng cư chứng tỏ khí hậu còn tương đối ẩm. *Saxon* gồm cuội kết, cát kết màu đỏ dày khoảng 5 — 6 trăm mét nằm không chỉnh hợp góc rõ rệt trên Autun.

Ở Pháp trầm tích lục địa Pecmi hạ gặp chủ yếu trong khu vực núi trung tâm (Massif Central). Trong vùng Autun nơi có mặt cắt điển hình của *Autun*, phần dưới của trầm tích Pecmi hạ (*Autun*) cũng là phần tiếp tục của thành hệ chứa than Stefan. Đó là đá phiến màu xám và màu đỏ chứa hóa thạch thực vật giống như ở Đức. Cát kết tuổi *Saxon* nằm bất chỉnh hợp trên Autun.

Lịch sử Pecmi sớm là phần tiếp diễn của giai đoạn khép kín địa mảng Tây Âu đã bắt đầu từ cuối Cacbon. Thành hệ molat được thành tạo trong các bồn trũng giữa núi từ Cacbon muộn đến hết Pecmi sớm. Trong Pecmi sớm ở đây cũng đã tiếp tục xảy ra chuyển động uốn nếp nâng cao, đó là pha Zaan — pha kết thúc quá trình hình thành cấu trúc hecxinit ở Tây Âu. Từ Pecmi muộn khu vực này chuyển sang chế độ hoạt động như một miền nền trẻ. Trong quá trình hoạt động kết thúc địa mảng, vào Pecmi sớm diễn ra hoạt động xâm nhập, nhiều khối granit xuyên qua các trầm tích Paleozoi ở cả khu vực địa mảng và địa khối giữa trước đây.

Trầm tích Pecmi muộn nằm phủ bất chỉnh hợp trên đá thuộc nhiều tuổi khác nhau của Tây Âu và thực sự như là phần dưới cùng của lớp phủ nền sau hecxin. Diện phân bố của trầm tích Pecmi thượng khá rộng rãi ở Tây Âu như miền trung nước Anh, Pháp, Đức, Hà Lan, Đan Mạch, Ba Lan và cả bờ Bantic nữa (h. 11-6). Đó là hệ tầng trầm tích mà ở Tây Âu quen gọi là Zesten (Zechstein) ⁽¹⁾ hoặc Thuring theo cách gọi của người Đức.



Hình 11-6. Sơ đồ cổ địa lý biển Zesten ở Tây Âu (theo Bupnop).

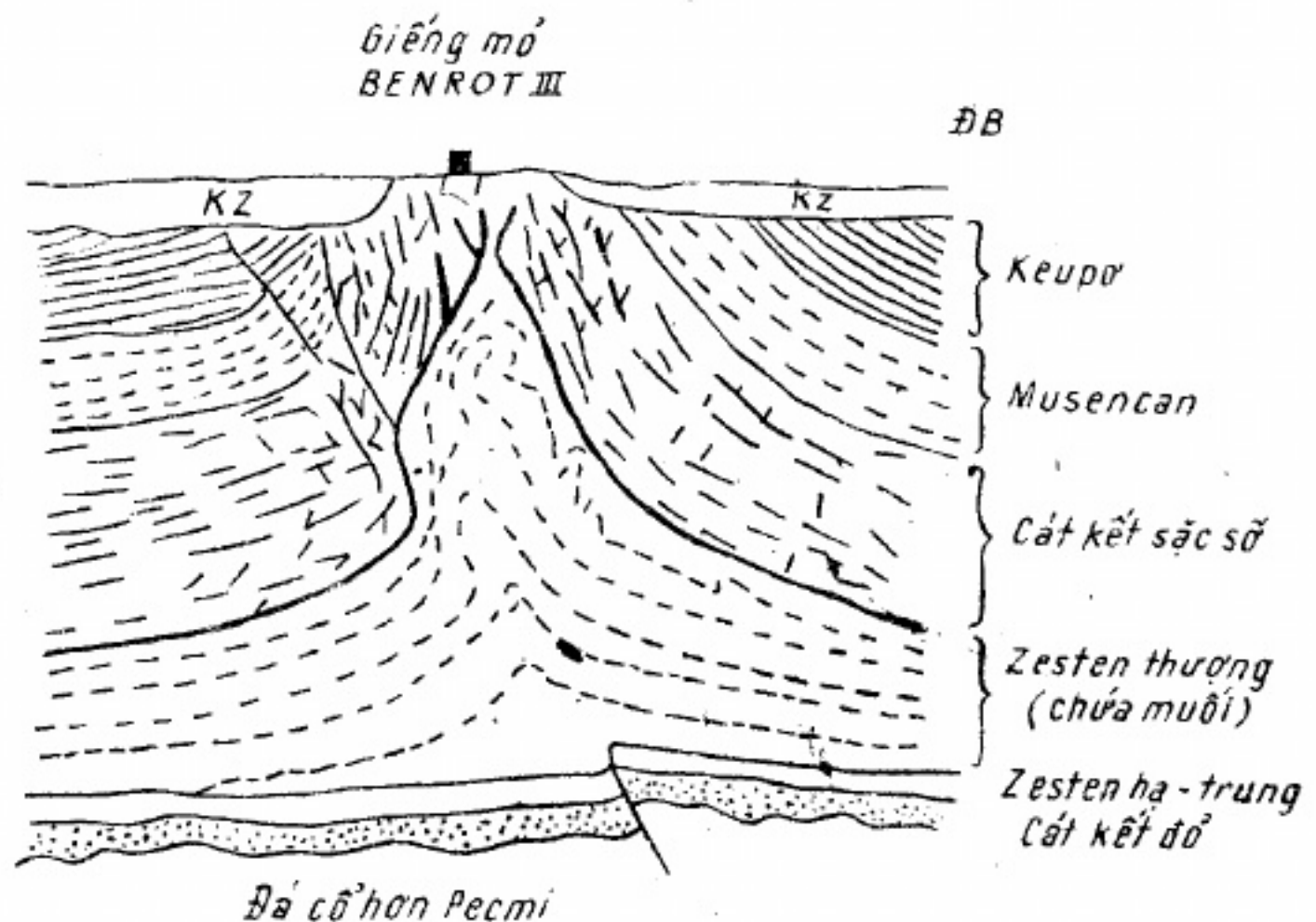
1. biên ; 2-3. trầm tích chứa muối ;
4. trầm tích lục địa Pecmi muộn ;
5. ranh giới phía nam của khu vực trầm tích đá phiến đồng.

(1) Tên gọi Zesten (Zeichstein) bắt nguồn từ cách gọi của thợ mỏ ngày xưa khai thác mỏ đồng ở Đức : Zeich (Zah) là cừng, Stein là đá.

Zesten bắt đầu bằng cuội kết và đá phiến chứa đồng, nghèo hóa thạch, trong đó chỉ gặp hóa thạch cá và thực vật kiểu *mezophyta* (*Voltzia*). Tiếp sau là đá vôi và dolomit rất giàu hóa thạch kiểu biển kín — phong phú về số lượng cá thể nhưng rất nghèo về số lượng giống loài. Bề dày toàn bộ của phần trầm tích Zesten hạ vừa nêu chỉ khoảng trên dưới chục mét.

Zesten thượng là hệ tầng trầm tích chứa muối gồm đá phiến sét màu đỏ, đá vôi dolomit và những vỉa muối mỏ: anhidrit, muối kali, manhê và muối ăn. Bề dày của hệ tầng này thông thường chỉ vào khoảng năm trăm mét, nhưng có nơi, như gần Beclin, đạt tới trên 1000 mét do cấu tạo diapira chứa muối (h. 11-7). Chính hệ tầng Zesten thượng này đã tạo thành khoáng sàng anhidrit và muối mỏ rất lớn của Đức, nguồn nguyên liệu của kỹ nghệ hóa học muối mỏ ở Cộng hòa dân chủ Đức.

Hình 11-7. Sơ đồ mặt cắt cấu tạo diapira chứa muối ở giếng mỏ Benrot III thuộc Zesten thượng ở Đức (theo Ginhu).



Như vậy vào Pecmi muộn, ở bắc Tây Âu đã hình thành vùng biển Zesten (h. 11-6), trong đó lúc đầu là trầm tích kiểu biển kín với phức hệ động vật phong phú nhưng rất đơn dạng. Đến thời gian thành tạo hệ tầng Zesten thượng chứa muối thì biển Zesten đã trở thành một biển nội địa, sự bốc hơi của nước dẫn tới nồng độ muối trong biển tăng cao đến mức hầu hết mọi sinh vật bị tiêu diệt và tích đọng các khoáng sàng muối anhidrit. Trong hệ địa mảng Nam Âu cũng đã thành tạo cấu trúc hecxinit, nhưng toàn bộ hệ địa mảng chưa kết thúc hoạt động. Trầm tích Pecmi, ngoài những tương lục địa màu đỏ hoặc tương đầm hồ màu xám chứa than ở Anpơ cacnic, Tây Ban Nha, vài nơi ở Bắc Phi, trầm tích biển tuổi Pecmi cũng khá phổ biến. Phần lớn chúng là đá vôi hoặc cát kết, đá phiến xen vôi giàu hóa thạch trùng lỗ (*Schwagerina*), tay cuộn (*Productus*, *Richthofenia*) và san hô v.v... ở đảo Xixin, Maroc, Tây Ban Nha v.v...

Phần đông đại địa máng Địa Trung Hải

Khu vực Apganitan — Bắc Ấn Độ. Trong địa phận địa máng Địa Trung Hải ở Apganitan — Bắc Ấn Độ trầm tích Pecmi chủ yếu là đá vôi. Hệ tầng đá vôi rất phong phú hóa thạch trùng lỗ, san hô, tay cuộn, và thân mềm v.v..., đặc biệt các đại biểu của bộ Productida nhiều khi dày đặc trong đá, do đó hệ tầng đá vôi thường được gọi là *đá vôi Productus*. Ngoài ra, ở đây còn có trầm tích Pecmi lục nguyên, gồm cát kết, đá phiến có xen đá phun trào như ở vùng Caspia và tây nam Pamia. Như vậy là khu vực này vẫn đang thành tạo các thành hệ của địa máng sụp võng.

Khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh

Đại bộ phận khu vực địa máng Côn Luân — Tần Lĩnh đã hình thành cấu trúc uốn nếp caledonit và hexinit, đến Pecmi chế độ địa máng chỉ còn ở đới giữa của hệ địa máng Tần Lĩnh và rìa nam của địa máng Côn Luân.

Ở *Côn Luân* trầm tích Pecmi chỉ có mặt ở rìa phía nam nằm kề với rìa bắc của khối nền Tây Tạng. Đó là thành hệ đá vôi và cát kết, đá phiến chứa than. Hoạt động xâm nhập granitoit bắt đầu từ Cacbon tiếp diễn trong Pecmi.

Trong đới giữa của hệ địa máng Tần Lĩnh trầm tích Pecmi phân làm hai loại khác nhau tùy tính chất của lịch sử cấu trúc khu vực. Đoạn phía tây Tần Lĩnh đã hoàn thành cấu trúc uốn nếp hexinit, trầm tích Pecmi mang tính chất của lớp phủ nền và là phần trên của hệ tầng đá vôi Cacbon — Pecmi. Đoạn giữa và đông của đới giữa Tần Lĩnh chế độ địa máng tiếp diễn trong Pecmi và thành tạo thành hệ flit cacbonat tuổi Cacbon — Pecmi, gồm đá vôi, đá phiến và cát kết xen kẽ nhau. Cuối Pecmi về cơ bản kết thúc chế độ địa máng ở Tần Lĩnh, trừ một vài vùng, theo các nhà địa chất Trung Quốc, chế độ hoạt động kiểu địa máng có thể tiếp tục sang đầu Triat.

Khu vực địa máng Đông Dương

Lịch sử của khu vực địa máng Đông Dương trong Pecmi sớm tiếp tục lịch sử của Cacbon, không có thay đổi lớn. Thành hệ cacbonat — vôi sạch, phân lớp dày, giàu hóa thạch trùng lỗ, phổ biến trên diện tích rộng lớn ở Việt Nam (Trung Bộ — Bắc Bộ), Lào và Miến Điện, Thái Lan (đá vôi Rát Buri ở phía tây cao nguyên Cò rạt). Sự phân bố rộng rãi và thành phần đá vôi thuần nhất của trầm tích Pecmi chứng tỏ trong nửa đầu kỷ Pecmi cũng như ở kỷ Cacbon khu vực Đông Dương không có sự phân dị về chế độ chuyển động kiến tạo.

Cuối Pecmi hoạt động địa chất ở Đông Dương có những thay đổi so với hoạt động của Cacbon và Pecmi sớm.

Ở *Tây Bắc Việt Nam*, trầm tích Pecmi muộn ngoài đá vôi ra chúng ta còn gặp tương lục nguyên và phun trào. Ở miền ranh giới cực tây bắc và Thượng Lào cũng như ở vùng Lan Nhị Thăng, Sìn Hồ, Cò Nòi v.v... trầm tích Pecmi muộn thuộc hệ tầng trầm tích—phun trào bazơ. Thành phần mặt cắt thay đổi tùy nơi.

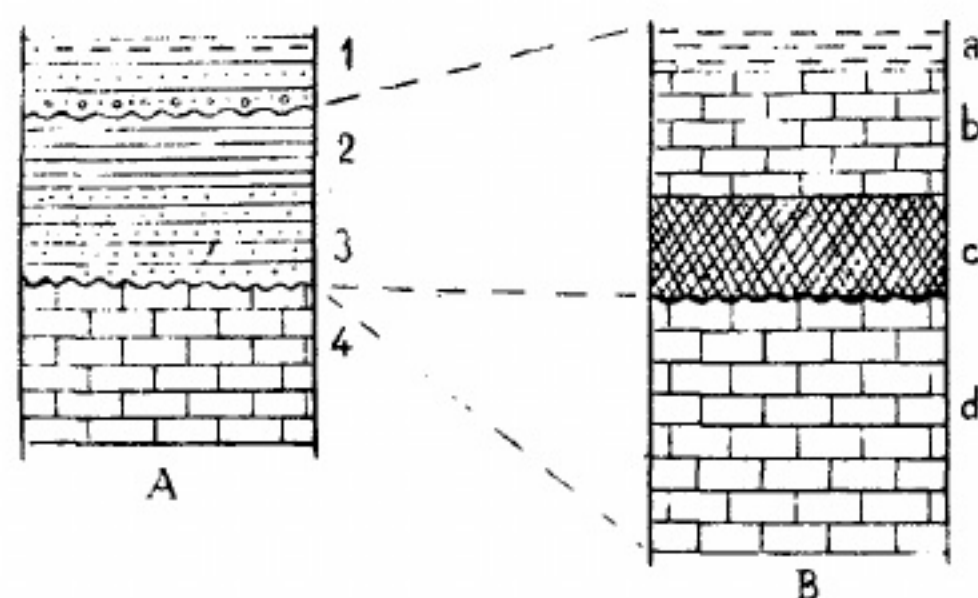
nhưng có thể nêu những nét chung của chúng như sau : Dưới cùng của mặt cắt là cuội kết, nằm bất chỉnh hợp trên các đá cổ hơn, sau đó là hệ lớp đá phun trào bazơ⁽¹⁾ có xen cát kết, đá phiến và đá vôi. Phức hệ hóa thạch đóng vai trò chủ yếu là trùng lỗ và một số tay cuộn, chân riu như *Neoschwagerina multiseptata* Deprat, *Verbeekina* sp., *Colaniella parva* (Col.), *Athyris concentricus* Buch., *Apiculopecten subaequatus* (Girty) v.v... Nằm trên hệ lớp phun trào - trầm tích là hệ lớp bột kết chứa boxit. Tầng cùng của mặt cắt là hệ lớp cát - bột kết và sạn kết. Bề dày toàn bộ trầm tích Pecmi muộn này khoảng hai - ba trăm mét và chuyển tiếp không gián đoạn lên trầm tích Triat hạ.

Ở Thanh Hóa (vùng Thạch Thành — Cẩm Thủy) hệ tầng trầm tích - phun trào bazơ⁽²⁾ Pecmi muộn có lẽ cũng ứng với hệ tầng Pecmi muộn ta vừa nói trên đây.

Ở Đông Bắc Việt Nam trầm tích lục nguyên của Pecmi muộn đã được phát hiện ở Hòn Gai, Đèo Bụt và hệ tầng chứa boxit ở Lạng Sơn, Cao Bằng, Hà Giang.

Ở Hòn Gai và Đèo Bụt (Quảng Ninh) trầm tích Pecmi muộn lục nguyên gồm cát kết, đá phiến silit xen đá vôi dày khoảng 100m chứa nhiều hóa thạch : *Meekeella* cf. *ufensis* Tschern., *Productus graciosus* Waag., *Pseudomonotis* cf. *garforthensis* King v.v...

Hệ tầng cát kết - đá phiến Pecmi nằm xen giữa đá vôi Pecmi muộn, chứa boxit phổ biến thành dải không liên tục suốt từ Lạng Sơn đến Hà Giang. Đại thể mặt cắt của hệ tầng này bao gồm những lớp cát kết, đá phiến, đá phiến silit và những vỉa boxit dày. Nguyễn Văn Liêm đã đối chiếu và cho rằng hệ tầng chứa boxit và hệ tầng cát kết - đá phiến silit ở Hòn Gai là cùng tuổi (b. 11-8).



Hình 11-8. Sơ đồ đối chiếu địa tầng trầm tích Pecmi hạ lục nguyên ở Đông Bắc Việt Nam (theo Nguyễn Văn Liêm).

A. Mặt cắt Hòn Gai : 1. điệp Hòn Gai ($T_3^n - r$) ; 2-3. hệ tầng cát kết đá phiến silit (lilit) ; 4. đá vôi chứa *Parafusulina japonica*, *P. ambigua*.

B. Mặt cắt Đồng Đăng : a. đá phiến silit (lilit) ; b. đá vôi chứa *Paeleofusulina* và *Colaniella* ; c. tầng chứa boxit Đồng Đăng ; d. đá vôi chứa *Fusulinida* phân hóa cao (*Neoschwagerina*, *Verbeekina*, *Sumatrina*).

(1), (2) Có thể những đá andezit sau hercyn (andesites post-hercyniennes — anthracolithiques) mà các nhà địa chất Pháp nói đến trước đây cũng ứng với hệ lớp phun trào bazơ nói ở đây (Xem E. Saurin, 1956).

Ở Lào theo các nhà địa chất Pháp (thuộc Sở Địa chất Đông Dương trước kia) khá phổ biến loạt trầm tích lục địa Pecmi. Đó là loại đá phiến chứa than ở Thượng Lào (Nậm U, Sop Pong) và ở Bun Tai. Phức hệ thực vật khá đặc trưng gồm *Gigantopteris nicotinaefoliae*, *Pecopteris hemitelioides*, *Cordaitea principalis* và *Schizoneura gondwanensis*. Đặc biệt ở gần Luông Phabang trong cát kết của loạt trầm tích cát kết, đá phiến của tương đá lục địa xen tương biển đã phát hiện hóa thạch bò sát và nhà cổ sinh Pháp Pivotto (Piveteau) đã xác định là *Dicynodon lacerticeps*, gần gũi với nhóm bò sát của lục địa Gonnana.

Qua tài liệu địa chất hiện biết, chúng ta thấy rõ trong Pecmi muộn hoạt động địa chất của khu vực Đông Dương đã có sự phân dị khá rõ. Ở Đông Bắc và Tây Bắc Việt Nam đã thành tạo trầm tích dạng ven rìa chứa boxit. Hoạt động phun trào phổ biến dọc theo tuyến Tây Bắc Việt Nam. Trong khi đó ở phía tây (Trung và Thượng Lào) là miền nâng hình thành trầm tích lục địa. Loạt trầm tích lục địa cũng được hình thành ở phía nam của khối nâng Công Tum.

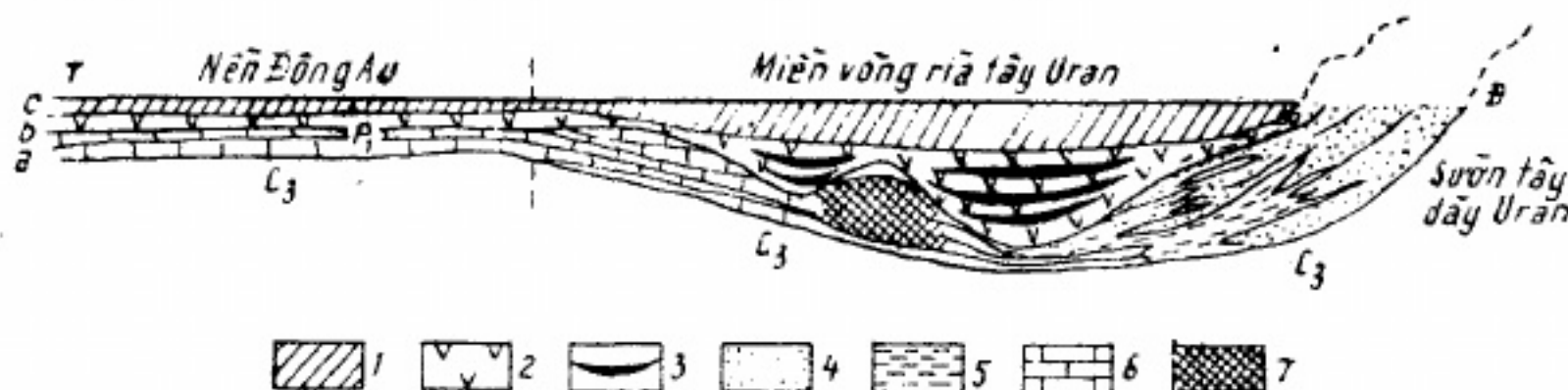
ĐẠI ĐỊA MÁNG URAN — MÔNG CỔ

Khu vực địa máng Uran — Thiên Sơn

Địa máng Uran trong Pecmi tiếp tục quá trình uốn nếp tạo núi, hoạt động xâm nhập và hình thành miền vồng ven rìa của nền Đông Âu. Trong Pecmi vùng địa máng Uran không còn là nơi tích đọng trầm tích mà chịu tác dụng bào mòn và diễn ra hoạt động xâm nhập. Xâm nhập Pecmi sớm là những khối granitoid lớn, còn ở Pecmi muộn đã hình thành xâm nhập kiềm (sienit — nefelin) và những mạch granit pofia. Chính sự giàu có nổi tiếng thế giới của vùng núi Uran về khoáng sản đa kim (vàng, molipđen, vonfram, niken, coban v.v...), khoáng sản pecmatit chứa nguyên tố hiếm (niobi, tantan, rubi, berin v.v...) và đá quý đã được thành tạo do hoạt động xâm nhập magma hexin ta vừa nói trên đây.

Đặc trưng nhất cho lịch sử Pecmi ở khu vực núi Uran là sự hình thành và phát triển của miền vồng rìa nền Đông Âu giáp địa máng Uran. Chính qua mặt cắt của miền vồng phía tây địa máng Uran và của phía đông nền Đông Âu nói chung mà các nhà địa chất Nga và Liên Xô đã xác lập thang địa tầng của Pecmi thông dụng ở Liên Xô cũng như một số nước khác. Trong Pecmi sớm miền vồng này kéo dài hầu như dọc suốt miền uốn nếp của địa máng Uran từ bắc xuống nam, trong đó tích đọng các vật liệu trầm tích do quá trình bào mòn từ miền uốn nếp hexinit vừa được thành tạo ở phía đông. Đó thực chất là thành hệ molat biển sau hexin. Sự phân bố của thành phần trầm tích theo quy luật càng xa vùng núi uốn nếp đá càng mịn (h. 11-9). Ở rìa vùng núi uốn nếp trầm tích Pecmi sớm là cuội kết, cát kết thô thỉnh thoảng có xen những lớp chứa hóa thạch biển, bề dày Pecmi hạ tới 3000m. Càng xa về phía tây độ hạt trầm tích Pecmi hạ càng mịn, ở miền giữa của miền vồng thành tạo trầm tích sét và se:

vòi, bề dày dưới 300m. Xa hơn nữa về phía tây, gần vùng trầm tích bình thường của nền Đông Âu, đã thành tạo những khối đá vôi ám tiêu (chủ yếu là rêu động vật) phân bố thành dạng dải những khối riêng lẻ hình chóp.



Hình 11-9. Mặt cắt tường đá trầm tích Pecmi của miền vông Tây Uran (theo Nalivkin).

a) Pecmi hạ (các bậc Asen, Sacma, Actin); b) Pecmi hạ, bậc Kungua; c) Pecmi thượng.
1. trầm tích lục địa màu đỏ, tuổi Pecmi muộn; 2. trầm tích vùng vịnh chứa thạch cao; 3. thành hệ chứa muối; 4. cát kết và cuội kết; 5. sét; 6. đá vôi; 7. đá vôi ám tiêu.

Trầm tích trên cùng của Pecmi hạ (bậc Kungua) là thành hệ chứa muối. Dưới cùng của thành hệ này là đá phiến sét, thạch cao, sau đó là muối mỏ. Tình hình ở phía bắc của Tây Uran có khác hơn, trầm tích bậc Kungua là thành hệ chứa than dày tới 1000m, gồm cuội kết, cát kết, aegilit và những vỉa than. Thành hệ chứa than ở đây tiếp tục hình thành trong kỷ Ufim của Pecmi muộn.

Trầm tích Pecmi muộn thành tạo chủ yếu ở phía tây của miền vông, đây là thành hệ molat lục địa. Thành phần trầm tích gồm các đá màu đỏ: cuội kết, cát kết và sét.

Như vậy là ở miền vông Tây Uran trong Pecmi chủ yếu là thành tạo các trầm tích của thành hệ molat do sự phá hủy các kiến trúc hecxit mới được thành tạo. Miền vông này mang tính chất không đối xứng, ở phía đông tốc độ sụp lớn hơn và tích đọng các vật liệu thô hơn, bề dày lớn hơn. Dần dần thành phần trầm tích trở nên mịn hơn, chủ yếu do địa hình của miền hecxit trở nên dịu hơn qua thời gian bị sỏi mòn. Khu biển ở cuối Pecmi sớm bị khép kín và khí hậu khô nóng đã tạo điều kiện thành tạo thành hệ chứa muối với tốc độ nhanh. Sự thành tạo trầm tích chứa than ở tây bắc Uran chứng tỏ có sự phân biệt khí hậu rõ rệt, trong khi ở phía nam có chế độ khô nóng thì ở phía bắc lại có khí hậu ẩm và ẩm tạo điều kiện phát triển thực vật. Sự hình thành trầm tích lục địa diễn ra ở Tây Uran trong suốt Pecmi muộn.

Các khu vực khác của đại Uran — Mông Cổ

Trong chương 10 chúng ta đã biết các khu vực địa mảng của đại địa mảng Uran — Mông Cổ đến giữa và cuối kỷ Cacbon đã kết thúc chế độ địa mảng và bắt đầu thành tạo thành hệ molat sau hecxit. Lịch sử của những khu vực này trong Pecmi tiếp diễn các quá trình địa chất đã bắt đầu từ cuối Cacbon.

Trong khu vực Cazactan—Mông Cổ tiếp tục thành tạo trầm tích lục địa trong một số sụp vòng nội địa. Đó là thành hệ núi lửa lục địa ở vùng Bankhat. Thành hệ molat chứa than và đôi khi lẫn thành phần núi lửa cũng thành tạo trong vùng *Antai, Cuzbat*. Ở Cuzbat tiếp tục tích đọng thành hệ chứa than Cacbon và Pecmi (tổng bề dày có nơi đạt tới 8km). Chính thành hệ chứa than này là cơ sở để hình thành khu mỏ than lớn bậc nhất của Liên Xô. Thành hệ chứa than Pecmi cũng được thành tạo ở vùng *Minusin*.

Đồng thời với quá trình thành tạo các thành hệ molat chứa than và phun trào là quá trình hoạt động xâm nhập trong các khu vực cấu trúc hecxit. Hoạt động xâm nhập granitoid hecxit bắt đầu từ Cacbon tiếp diễn và kết thúc ở Pecmi. Người ta thấy rõ có mối quan hệ chặt chẽ về nguồn gốc giữa hoạt động xâm nhập và núi lửa ở giai đoạn này thể hiện trong sự thống nhất về thành phần hóa học, quy luật phân bố v.v...

ĐẠI ĐỊA MẢNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Trong đại địa mảng Thái Bình Dương, như chúng ta đã biết, phần lớn các khu vực chế độ địa mảng còn tiếp diễn sang Mesozoi. Hoạt động nghịch đảo hecxit chỉ biểu hiện yếu ớt ở một số nơi.

Trong khu vực Đông Bắc Á chuyển động hecxit thể hiện sớm muộn khác nhau. Ở miền địa mảng thuần phía tây — gần nền Sibêri — chuyển động nghịch đảo hecxit diễn ra vào nửa sau kỷ Pecmi, trầm tích Pecmi muộn và Triat thuộc thành hệ molat đôi khi có chứa than. Ở phía đông, trong miền địa mảng thực thụ, chuyển động hecxit biểu hiện sớm hơn, từ trong kỷ Cacbon.

Lịch sử của khu vực Tây Mỹ cũng có những nét tương tự với Đông Bắc Á. Chuyển động nghịch đảo hecxit cũng biểu hiện yếu trong Pecmi ở phía bắc của khu vực. Những vùng bị nâng cao do chuyển động này nằm xen trong những sụp vòng địa mảng khi đó tích tụ thành hệ lục nguyên — cacbonat.

Lịch sử khu vực Đông Úc khác hẳn với hai khu vực vừa nêu. Chế độ địa mảng ở đây về cơ bản đã kết thúc do chuyển động nghịch đảo hecxit trong kỷ Cacbon. Ở phía tây, giáp với nền Gonvana, chế độ địa mảng đã kết thúc từ trước, trong Pecmi thành tạo trầm tích kiểu lớp phủ nền. Ở phía đông, trong vùng Niu Englen hoạt động nghịch đảo hecxit biểu hiện rất mạnh mẽ ở cuối Cacbon và đầu Pecmi. Trầm tích Pecmi thuộc thành hệ molat, gồm trầm tích lục địa màu đỏ, trầm tích chứa than. Nhiều nơi trầm tích Pecmi được thành tạo trong các miền sụp dạng địa hào và đạt tới bề dày 5 — 7km. Pecmi cũng là thời gian hoạt động mạnh mẽ của xâm nhập granitoid, nhiều thể xâm nhập granitoid lớn của Pecmi đã là nguồn gốc của các khoáng sản vàng, đồng, thiếc và khoáng sản đa kim khác.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN ĐÔNG ÂU

Trầm tích Pecmi ở nền Đông Âu phân bố khá rộng rãi và phần lớn nằm liên tục trên trầm tích Cacbon. Đầu Pecmi sớm ở phía đông nền, giáp với miền vông Tây Uran, khu biển vẫn tiếp tục tồn tại chế độ biển nông từ cuối kỷ Cacbon với độ muối bình thường và nhiệt độ ấm. Sự hình thành hệ tầng đá vôi (thuộc bậc Asen và Sacma) giàu hóa thạch trùng lỗ, san hô, tay cuộn v.v... đã chứng minh cho điều vừa nói. Phần trên của Pecmi hạ chủ yếu là trầm tích chứa thạch cao, anhidrit, muối mỏ, chứng tỏ chúng đã được thành tạo trong điều kiện khí hậu khô nóng và khi đó khu biển đã bị ngăn cách với đại dương trở thành biển kín.

Pecmi thượng ở đông nền Đông Âu chủ yếu là trầm tích lục địa màu đỏ và trầm tích chứa muối. Chỉ phần giữa của Pecmi thượng là có đá cacbonat tương biển phân bố ở phía bắc, do vào kỷ Kazan ở đây được nối liền với đại dương từ phía bắc cực tràn tới.

Trầm tích Pecmi cũng phân bố ở phía tây của nền trong phạm vi của « biển Zesten ». Biển này bao phủ cả phần lớn lãnh thổ Tây Âu ở Pecmi muộn (h. 11-6). Ngoài ra ở phía nam, trong máng nền Donet, vào Pecmi sớm cũng tiếp tục thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ, chứa muối và chứa than, đôi khi có xen những lớp trầm tích biển. Bề dày trầm tích khá lớn (tới hơn 2km) chứng tỏ máng nền Donet trong Pecmi sớm cũng bị sụp võng với biên độ và tốc độ khá lớn và thỉnh thoảng có nối liền với biển cả.

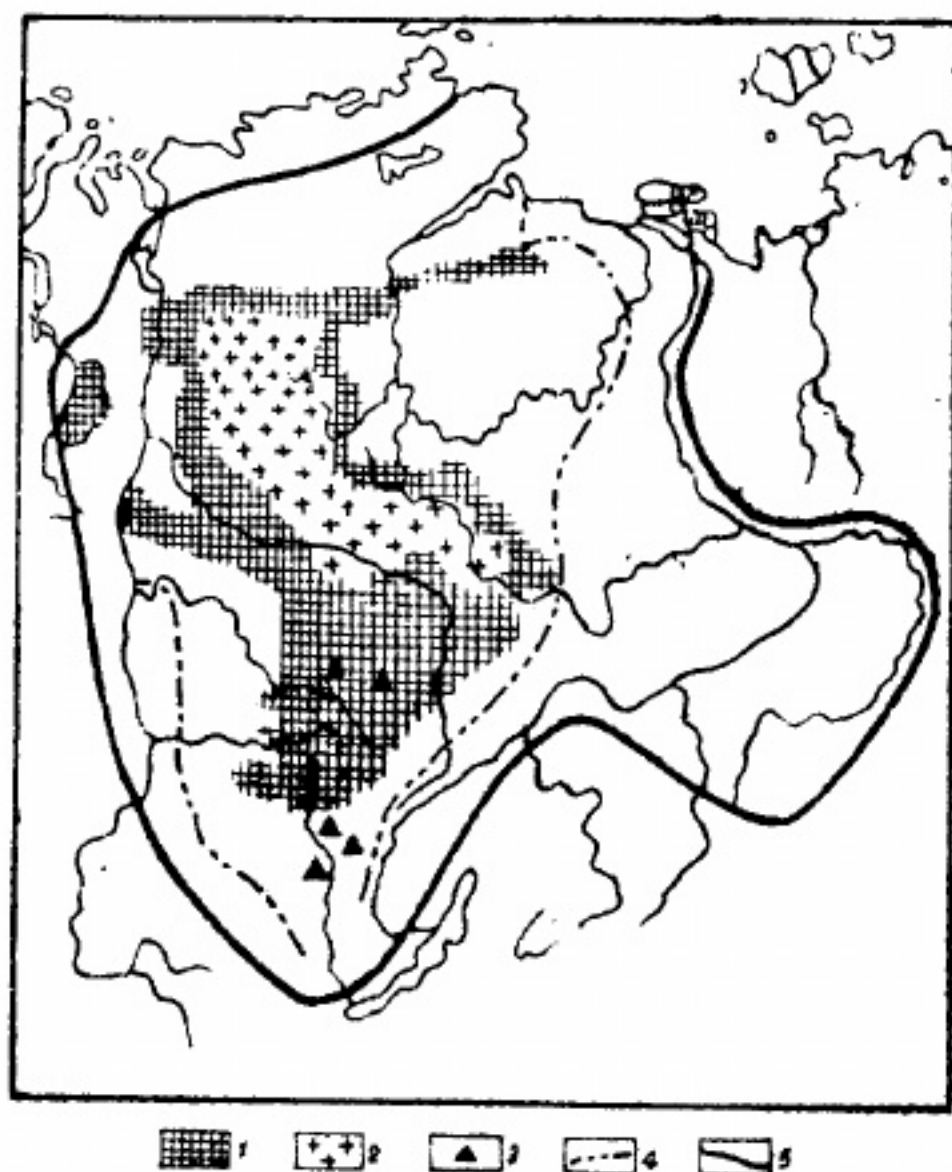
NỀN SIBÊRI

Nền Sibêri trong kỷ Pecmi về cơ bản là lục địa, trong kỷ này nền có hai hoạt động đặc trưng.

Trước hết, thành hệ trầm tích chứa than ở vông nền Tungut bắt đầu từ Cacbon vẫn tiếp tục thành tạo trong kỷ Pecmi. Thành hệ chứa than này phân bố trên một khoảng rộng lớn ngang dọc trên 1000km (h. 11-10). Thành phần thực vật trong thành hệ chứa than này chứng tỏ phần phía tây của nền — vông nền Tungut, vẫn tiếp tục những điều kiện khí hậu ấm và ẩm như ở kỷ Cacbon. Đến cuối kỷ Pecmi ta thấy có sự đổi mới về điều kiện khí hậu, thành phần thực vật chuyển sang loại ưa khô hơn.

Điều đáng chú ý hơn nữa là ở nền Sibêri trong kỷ Pecmi có hoạt động phun trào mạnh mẽ. Quá trình sụt chìm của nền không những chỉ tạo điều kiện hình thành trầm tích chứa than mà còn tạo điều kiện cho hoạt động phun trào mạnh mẽ từ khoảng cuối kỷ Pecmi và tiếp tục trong Triat. Thành hệ trầm

tích - phun trào lục địa này phủ một diện tích rất rộng lớn (h. 11-10) trong vòng nền Tungut, đến 340 nghìn km^2 . Thành phần đá của thành hệ núi lửa bậc thang (trapa) này ở phần dưới chủ yếu là vụn kết núi lửa (tup, tufit, dăm kết tup v.v...), còn phần trên là đá phun trào bazơ. Ngoài ra cũng còn có xâm nhập bậc thang thành phần bazơ, trong đó có thành tạo theo kiểu ống phun kimbeclit — nguồn tạo khoáng sản kim cương ở một số nơi. Liên quan với xâm nhập này có những khoáng sản đồng, niken, coban và manhetit titan. Diện tích khu vực có xâm nhập bậc thang tới 1,5 triệu km^2 .



Hình 11-10. Phân bố trầm tích Pecmi ở nền Sibêri (dẫn theo N. M. Strakhov).

1. vùng chủ yếu phân bố trầm tích chứa than và tup; 2. vùng phân bố dung nham; 3. khoáng sản sắt; 4. ranh giới phân bố phun trào bậc thang (trapa); 5. ranh giới nền.

NỀN TRUNG QUỐC

Khối nền Bắc Trung Quốc. Chế độ lục địa ở khối nền Bắc Trung Quốc (hay Hoa Bắc) được xác lập từ cuối Cacbon. Trong Pecmi nền Hoa Bắc tiếp tục thành tạo loạt trầm tích chứa than. Các nhà địa chất Trung Quốc phân biệt ba loạt trầm tích kế tiếp nhau của Pecmi, trong đó loạt dưới cùng là trầm tích chứa than, kế tiếp trầm tích Cacbon. Loạt trầm tích chứa than Pecmi này phân bố chủ yếu ở Sơn Tây, Thiểm Tây và ở vùng núi Tây Sơn của Bắc Kinh.

Loạt trầm tích thứ hai ứng với phần giữa của hệ Pecmi, phân bố ở các tỉnh phía đông (Bắc Kinh, Sơn Đông và cả ở nam Sơn Tây). Đây là thành hệ màu đỏ gồm cát kết, aegilit, đôi nơi có cuội kết và cát kết thô, có nơi đạt bề dày tới 700 — 1000m.

Loạt trầm tích thứ ba ứng với Pecmi muộn và chuyển sang Triat sớm. Đây cũng là trầm tích lục địa thuộc thành hệ màu đỏ gồm cát kết, aegilit, bề dày trung bình 500 — 700m. Liên quan với loạt trầm tích này nhiều nơi đã thành tạo khoáng sản thạch cao.

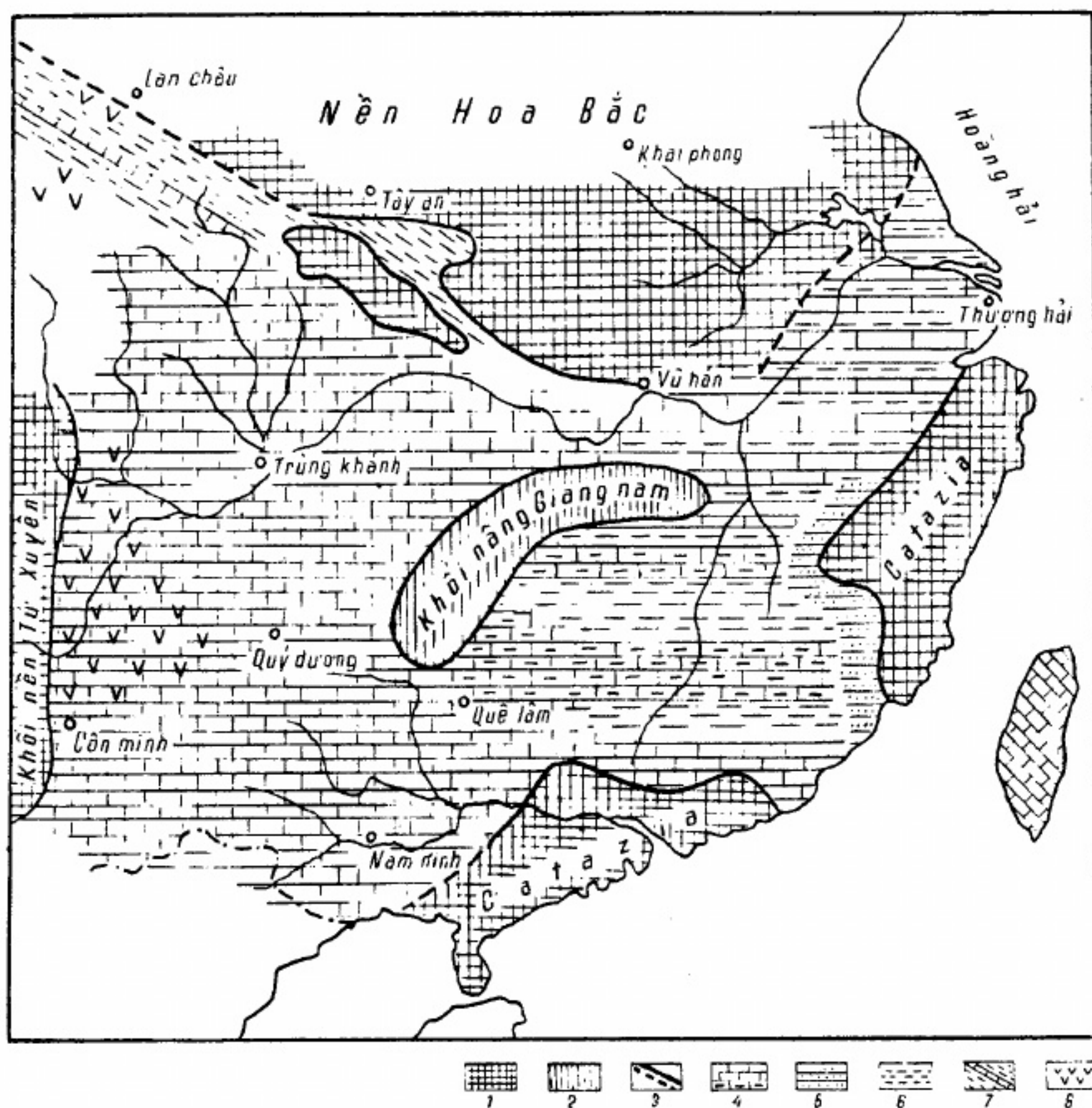
Như vậy là trong Pecmi ở khối nền Hoa Bắc đã hình thành những miền trũng đầm hồ trong lục địa. Đầu kỷ với chế độ khí hậu ẩm và ẩm thuận lợi cho sự phát triển thực vật tạo than. Vào giữa kỷ, song song với sự thay đổi chế độ khí hậu chuyển dần sang khô nóng là sự hoạt động nâng cao theo đứt gãy móng, do đó thành tạo những trầm tích thô vụn không chọn lọc trong các vùng trũng. Chế độ khí hậu khô nóng thể hiện rõ trong giai đoạn cuối của Pecmi với sự có mặt trầm tích lục địa màu đỏ chứa thạch cao.

Khối nền Nam Trung Quốc. Tuy cuối Cacbon nền Hoa Nam bị nâng cao, nhưng ngay đầu kỷ Pecmi nền lại bị sụp chìm và trở thành khu biển lớn hơn nhiều so với các kỷ trước (h. 11-11).

Trầm tích Pecmi nằm chính hợp giả trên trầm tích Cacbon, quan hệ giữa Pecmi hạ và Pecmi thượng cũng vậy. Pecmi hạ là thành hệ cacbonat, ở phần dưới có kết hạch silit, đôi nơi thành phần cacbonat bị thay thế bằng đá phiến như ở Phúc Kiến. Trầm tích Pecmi hạ phân bố rất rộng rãi ở Tứ Xuyên, Vân Nam, Hồ Bắc, Quý Châu, Quảng Tây, v.v... và cả ở khối nâng Catazia và Giang Nam. Điều đáng chú ý là trong Pecmi sớm, dọc theo các đứt gãy, phổ biến hoạt động phun trào bazơ ở Vân Nam (vùng này tuy nhiều nhà địa chất Trung Quốc coi thuộc nền Hoa Nam, nhưng có lẽ đúng hơn phải coi nó thuộc địa mảng Địa Trung Hải). Bề dày trầm tích Pecmi hạ thay đổi từng nơi từ 40 — 50m đến 500m.

Trầm tích Pecmi thượng thuộc thành hệ chứa than. Trong thành phần đá có sự xen kẽ giữa trầm tích lục địa và trầm tích biển gồm cát kết, đá phiến, những vỉa than và đá vôi. Phần trên của trầm tích Pecmi thượng là hệ tầng trầm tích cacbonat, đôi nơi có đá phiến silit chứa mangan như ở Quý Châu và Quảng Tây. Bề dày trầm tích Pecmi thượng thông thường chỉ 200 — 300m. Hệ tầng đá vôi Pecmi thượng thay đổi khá nhiều, từ dưới 100m đến 1000m.

Lịch sử chuyển động của nền Hoa Nam trong Pecmi không ổn định và không điển hình cho chế độ nền. Chúng ta sẽ có dịp tìm hiểu thêm về tính chất không ổn định của nền Hoa Nam ở các chương sau. Đầu Pecmi nền bị sụp chìm, biển ngập sâu trên phạm vi lãnh thổ rộng lớn, cả những khối nâng như Giang Nam và một phần của caledonit Catazia cũng bị ngập biển. Cuối Pecmi sớm nền nâng cao, nhưng sau đó sang Pecmi muộn lại bị chìm, nhưng diện ngập biển bị thu hẹp hơn so với Pecmi sớm. Chế độ biển của Pecmi muộn cũng không ổn định nên có hiện tượng trầm tích biển xen trầm tích lục địa như ta đã nói đến trên kia. Chỉ đến cuối Pecmi mới hình thành trầm tích biển ổn định, nhưng bề dày trầm tích cũng khác nhau tùy nơi, chứng tỏ mức độ sụp chìm của nền cũng không đồng đều. Nhìn chung trong Pecmi, phía tây của nền Hoa Nam sụp chìm sâu hơn phía đông, điều này có lẽ liên quan với chế độ địa mảng của phía tây Vân Nam, thuộc đai địa mảng Địa Trung Hải, kéo dài sang Đông Dương.



Hình 11-11. Sơ đồ tương đá Nam Trung Quốc ở Pecmi (theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc, có đơn giản bớt).

1. khối nâng ; 2. khối nâng Giang Nam, có phủ trầm tích Pecmi hạ ;
3. ranh giới khối nâng ; 4. thành hệ chứa than, xen kẽ trầm tích lục địa và trầm tích biển, ở phần dưới có đá vôi ; 5. trầm tích chứa than ;
6. cát kết và đá phiến sét có xen một số lớp đá vôi ; 7. đá vụn có xen cacbonat ở địa mảng Tân Lĩnh ; 8. phun trào bazơ.

NỀN BẮC MỸ

Trầm tích Pecmi trong nền Bắc Mỹ phân bố chủ yếu ở phía tây và tây nam của nền. Phần lớn chúng là cát kết và đá phiến sét có xen một số lớp đá vôi. Trầm tích Pecmi hạ ở tây nam nền bắt đầu là đá vôi và dolomit, sau đó chuyển

sang trầm tích tương vùng biển chứa muối. Pecmi thượng là trầm tích lục địa màu đỏ — cát kết và đá phiến. Sự chuyển tương đá theo mặt cắt từ dưới lên đặc trưng cho loạt biển lùi — từ trầm tích biển qua trầm tích vùng biển rồi kết thúc bằng trầm tích lục địa.

NỀN GONVANA

Lục địa khổng lồ Gonvana trong Pecmi có hai sự kiện đáng chú ý. Trước hết, trong nền tiếp tục thành tạo loạt trầm tích lục địa Gonvana trong các miền trung nội địa đã bắt đầu từ cuối Cacbon. Thứ hai, ngoài vùng bắc và tây bắc Ấn Độ, Bắc Phi thuộc rìa nền, trầm tích biển lần đầu tiên còn được thành tạo ở sâu trong nền — ở đảo Madagatca (h. 11-12).

Trầm tích lục địa

Ở nền Ấn Độ (Indostan) trầm tích chứa than lục địa được thành tạo trong những máng nền ở phía đông và giữa nền. Bề dày của hệ tầng chứa than có nơi đạt tới 2000m, trong đó rất phong phú thực vật, đặc biệt là *Glossopteris*.

Trầm tích lục địa phân bố khá rộng rãi ở châu Phi và cũng được thành tạo trong những bồn trung lục địa riêng biệt. Trầm tích Pecmi hạ thuộc thành hệ chứa than có nơi đạt tới bề dày 2—3km, số lượng vỉa than không nhiều nhưng bề dày của vỉa có thể đạt 3—6m. Khoảng sàng than Pecmi lớn nhất châu Phi là ở Nam Phi, ngoài ra còn có ở Zambia, Rodezia, Tanzania, v.v... Hệ thực vật tạo than ứng với khí hậu ẩm, trong đó phong phú *Glossopteris* và *Gangamopteris*. Trầm tích Pecmi thượng thuộc hệ tầng lục địa màu đỏ (cuội kết, cát kết và agilit), hệ tầng này tiếp tục thành tạo trong Triat. Hóa thạch bò sát được phát hiện khá nhiều trong hệ tầng này, có những nét gần gũi với bò sát cùng tuổi ở châu Âu và Tây Á, chứng tỏ hai khu hệ động vật đã có mối liên hệ nào đó.

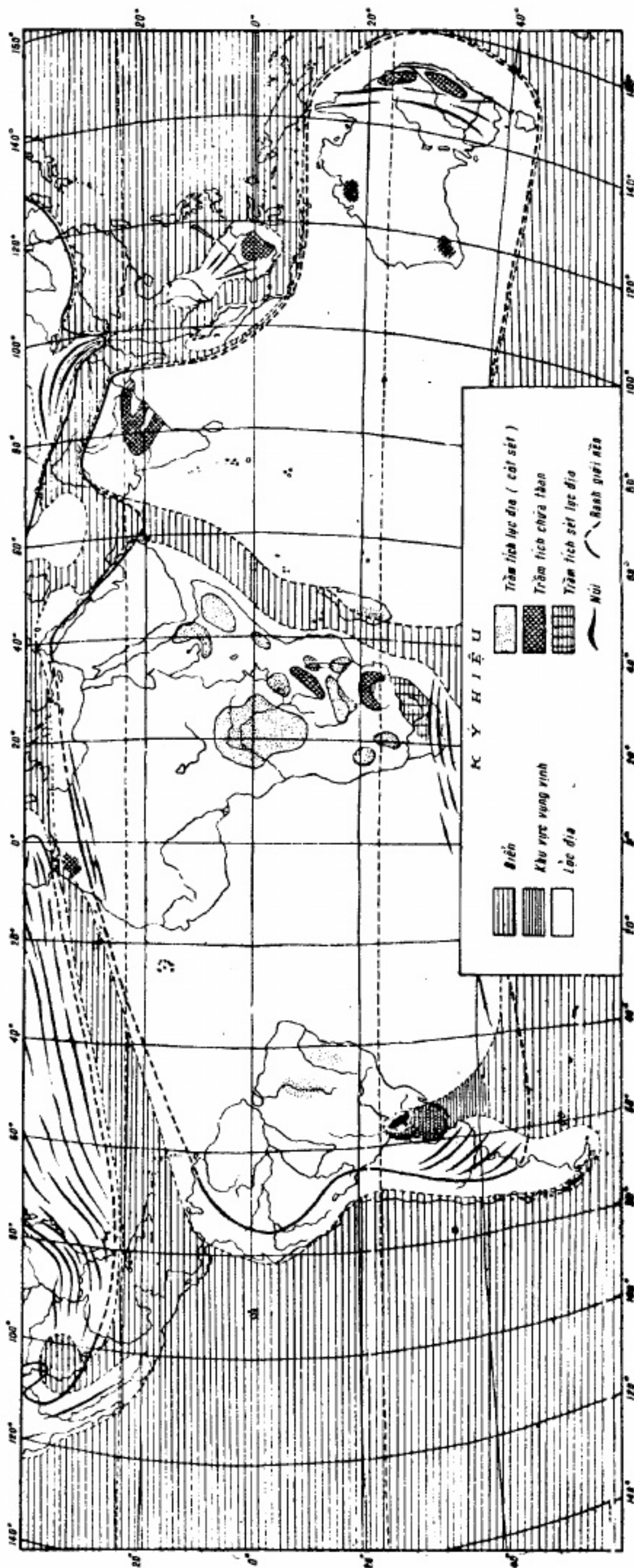
Ở Nam Mỹ trầm tích Pecmi bắt đầu bằng tương vùng và vịnh kín có chứa hóa thạch bò sát, cá và thực vật v.v... Mặt cắt Pecmi kết thúc bằng trầm tích lục địa màu đỏ.

Trầm tích biển

Trong nền Gonvana trầm tích Pecmi tương biển phân bố chủ yếu ở phía tây bắc của nền Indostan. Mặt cắt Pecmi ở vùng San Rang (Salt Range, bang Penjap) là một trong những mặt cắt tốt nhất thế giới. Trầm tích Pecmi bắt đầu bằng cát kết và đá phiến, sau đó là đá vôi, sét vôi rất phong phú hóa thạch.

Ở Madagatca, phủ trên thành hệ chứa than Pecmi là trầm tích lục địa xen trầm tích biển của Pecmi thượng (h. 11-12).

Những tài liệu địa chất chứng tỏ nền Gonvana trong kỷ Pecmi có sự phân dị về chế độ kiến tạo ở những khu vực khác nhau. Nhiều nơi hình thành miền trung nội địa thành tạo trầm tích chứa than. Khí hậu ẩm và ẩm, điều kiện thuận



lợi cho sự phát triển thực vật tạo than ở Pecmi sớm dần dần thay đổi theo chiều hướng khô nóng, thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ ở Pecmi muộn. Điểm đặc trưng của nền Gonvana được thể hiện rõ nét trong Cacbon muộn và Pecmi là sự giống nhau về thành phần trầm tích, và đặc biệt là sự đồng nhất của hệ sinh vật ở những nơi xa xôi khác nhau của nền. Đó là dẫn liệu đảm bảo cho sự tồn tại của một khối lục địa liên tục ở bán cầu nam từ Nam Mỹ qua Phi, Ấn, Úc. Lục địa này suốt từ đầu Paleozoi là một khối khổng lồ, ổn định. Biển chỉ có thể ngập vào các ven rìa nền ở phía tây (Nam Mỹ), phía bắc (Bắc Phi, Bắc Ấn Độ) và một ít ở phía đông (Đông Úc). Một hiện tượng đáng lưu ý là từ Pecmi biển đã lần đầu tiên tràn sâu vào lục địa. Sự có mặt của những lớp trầm tích biển xen trong hệ tầng trầm tích lục địa Pecmi muộn ở tây Madagatca chứng tỏ biển đã nhiều lần tràn vào và rút khỏi vùng này. Chắc chắn rằng trong Pecmi muộn đã hình thành một vịnh biển hẹp ở vùng rìa Mozambic và Madagatca (h. 11-12). Vịnh biển này gọi là vịnh Mozambic, có lẽ đã tiến từ phía Địa Trung Hải tới vì người ta thấy thành phần

Hình 11-12. Sơ đồ cổ địa lý của nền Gonvana trong kỷ Pecmi (theo Strakhop).

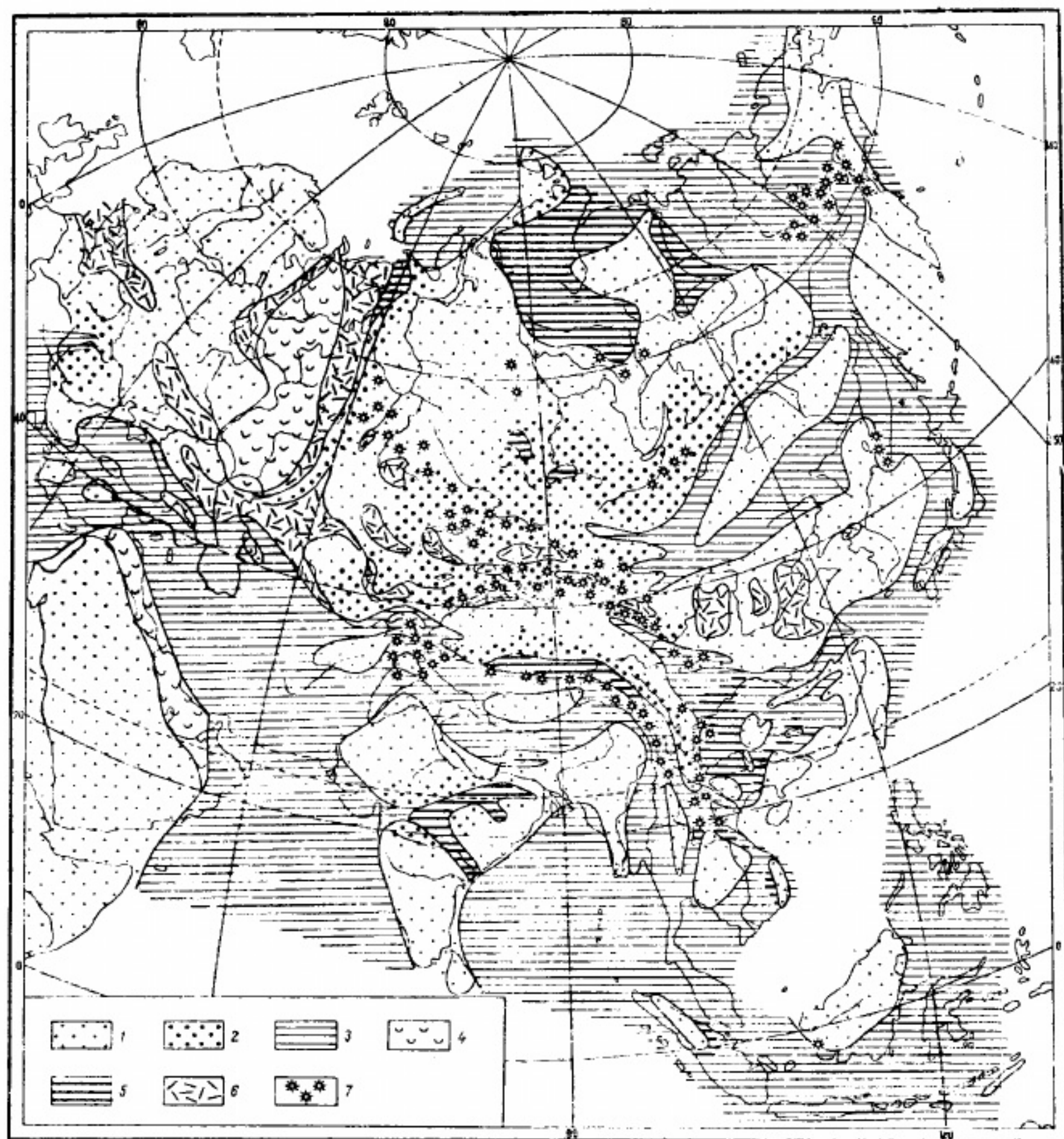
hóa thạch động vật biển trong trầm tích Pecmi của vịnh Mozambic rất gần gũi với hóa thạch cùng tuổi của Địa Trung Hải. Có thể nói sự hình thành vịnh biển Mozambic ở Pecmi là báo hiệu đầu tiên cho quá trình phân tách nền Gondwana sẽ diễn ra mạnh mẽ trong nguyên đại Trung sinh (Mezozoi).

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

Kỷ Pecmi cũng giống như kỷ Devon trước kia, là kỷ có điều kiện địa lý tự nhiên bị thay đổi sâu sắc so với kỷ sát trước. Những biến đổi này chủ yếu do hoạt động nghịch đảo kiến tạo hecxin gây nên. Trong Pecmi, nhất là ở nửa sau của kỷ, biển đã lùi xa khỏi phạm vi nhiều nền cũng như nhiều khu vực trước kia là địa mảng. Nhiều khu vực núi với địa hình chia cắt được thành tạo từ cuối kỷ Cacbon như ở Tây Âu, Uran, Thiên Sơn, v.v..., sang kỷ Pecmi, quá trình phân dị, tương phản của địa hình ngày càng tăng tiến theo thời gian. Do đó thành phần trầm tích vụn thô, cuội kết thuộc thành hệ molat càng về cuối kỷ Pecmi càng phổ biến và đạt chiều dày lớn ở Uran, Thiên Sơn, Côn Luân, Tần Lĩnh, Nam Sơn v.v...

Song song với hiện tượng vừa nêu, là sự hình thành những khu biển kín kiểu biển Zesten ở Tây Âu hoặc biển rìa đông nền Đông Âu và những khu vực kiểu bồn trũng sâu trong lục địa. Trong những khu vực biển kín đã thành tạo trầm tích thuộc thành hệ bay hơi (trong điều kiện khí hậu khô nóng) như các hệ tầng chứa halogen, thạch cao v.v... Cũng trong điều kiện khô nóng, ở những bồn trũng trong nội địa đã thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ như ở Cazactan, Trung Âu, Bắc Mỹ v.v...

Dấu hiệu của khí hậu ẩm cũng thể hiện ở một số nơi như Sibêri, Nam Phi, Nam Mỹ là những nơi đã thành tạo trầm tích chứa than Pecmi. Ta có thể nhận định rõ nét trong Pecmi có các đới khí hậu khác nhau theo phương vĩ tuyến. Ở giữa là khí hậu khô nóng, tạo điều kiện thành tạo thành hệ bay hơi và màu đỏ như vừa nêu ở trên (h. 11-13). Xa hơn về phía bắc là khí hậu ôn hòa và ~~chay~~ ẩm thành tạo than như ở Sibêri, bắc Uran. Phía nam đới khí hậu khô nóng, dài từ nam Âu qua Trung Quốc, Đông Dương, Mã Lai là đới khí hậu ẩm và ấm. Do đó đã thành tạo than trên lục địa (Trung Quốc) chứa thực vật kiểu Cacbon muộn và trầm tích cacbonat ở biển phong phú hóa thạch sinh vật. Xa hơn nữa về phía nam là khí hậu kiểu ôn đới ẩm ở Nam Mỹ, Nam Phi, Úc. Riêng ở đông nam Úc còn có dấu hiệu phổ biến của khí hậu băng giá.



Hình 11-13. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong Pecmi muộn (theo Ninhixun).
 1-2. lục địa đồng bằng (1) và vùng núi (2); 3. biển; 4. trầm tích chứa muối;
 5. trầm tích chứa than; 6. trầm tích màu đỏ; 7. núi lửa.

Có ý kiến nhận định rằng Pecmi là một trong những kỷ có khí hậu nóng nhất trong lịch sử địa chất kể từ Cambri. Một trong những dẫn liệu đảm bảo cho kết luận này là căn cứ vào nồng độ cation canxi được đá sét hấp thu từ

nước biển sẽ tăng khi nhiệt độ cao. Trong trầm tích Pecmi ở ngay vùng rìa Bắc cực hàm lượng cation canxi cũng đạt mức tối đa so với trầm tích các tuổi khác.

Trong Pecmi cũng đã có sự phân biệt khí hậu theo mùa. Sự xuất hiện vòng gỗ hàng năm của thực vật hạt trần tuổi Pecmi đã xác nhận cho hiện tượng này.

Hoạt động núi lửa trong Pecmi tập trung chủ yếu ở đai Thái Bình Dương và phần lớn là núi lửa ngầm từ Chucotca — Vekhoian qua Camsatca, Nhật Bản, Mã Lai, Tây Mỹ. Núi lửa ngầm cũng phổ biến ở đai Địa Trung Hải (Tetit) như bắc và tây bắc Ấn, Miến Điện, Vân Nam, Việt Nam... (h. 11-13). Trong phạm vi Âu — Á, núi lửa lục địa cũng khá phổ biến ở Thiên Sơn, đông Cazactan, Mông Cổ v.v...

Chương 12

MỘT SỐ NÉT CƠ BẢN TRONG LỊCH SỬ NGUYÊN ĐẠI CỔ SINH (PALEOZOI)

Qua một giai đoạn lớn của lịch sử từ Cambri đến Pecmi (khoảng gần 350 triệu năm) trên vỏ quả đất đã diễn ra những quá trình biến đổi rất lớn làm cho bộ mặt vỏ quả đất vào cuối Pecmi đã thay đổi rất nhiều so với buổi nguyên khai của nguyên đại. Để có thể nắm một cách khái quát lại những biến đổi đó chúng ta sẽ điểm lại trong chương này những biến đổi lớn về hai mặt chủ yếu : 1) Những biến đổi của thế giới sinh vật ; 2) Những biến đổi lớn về bộ mặt vỏ quả đất. Ngoài ra chúng ta cũng điểm sự biến đổi của điều kiện cổ địa lý, sự hình thành các dạng khoáng sản chủ yếu.

NHỮNG BIẾN ĐỔI TRONG THẾ GIỚI SINH VẬT

Sự biến đổi lớn lao của thế giới sinh vật trong nguyên đại Paleozoi đã thể hiện trong hướng chung là càng về sau càng xuất hiện và phát triển những nhóm tiến hóa hơn, thay thế cho những nhóm ít tiến hóa. Tuy nhiên, những sinh vật kể cả những dạng tiến hóa nhất trong Paleozoi, vẫn còn mang tính chất rất cổ xưa so với sinh vật ở Mezozoi và sinh vật hiện tại. Đến cuối nguyên đại phần lớn những nhóm đặc trưng cho Paleozoi đều bị tiêu diệt như bộ ba thùy, san hô bốn tia, san hô vách dày, các loại da gai cổ (Blastoidea, Crinoidea), nhóm Goniatites

của lớp Chân đầu, thực vật lộ trần (Psilophyta) và Quyết thực vật dạng thân mọc v.v... (h. 12-1). Nghiên cứu sự phát triển của thế giới sinh vật trong Paleozoi chúng ta có thể phân chia được các giai đoạn phát triển của sinh vật. Tuy nhiên, các giai đoạn phát triển của giới động vật và giới thực vật không gắn với nhau mà mang nhiều tính chất độc lập riêng cho mình.

ĐỘNG VẬT

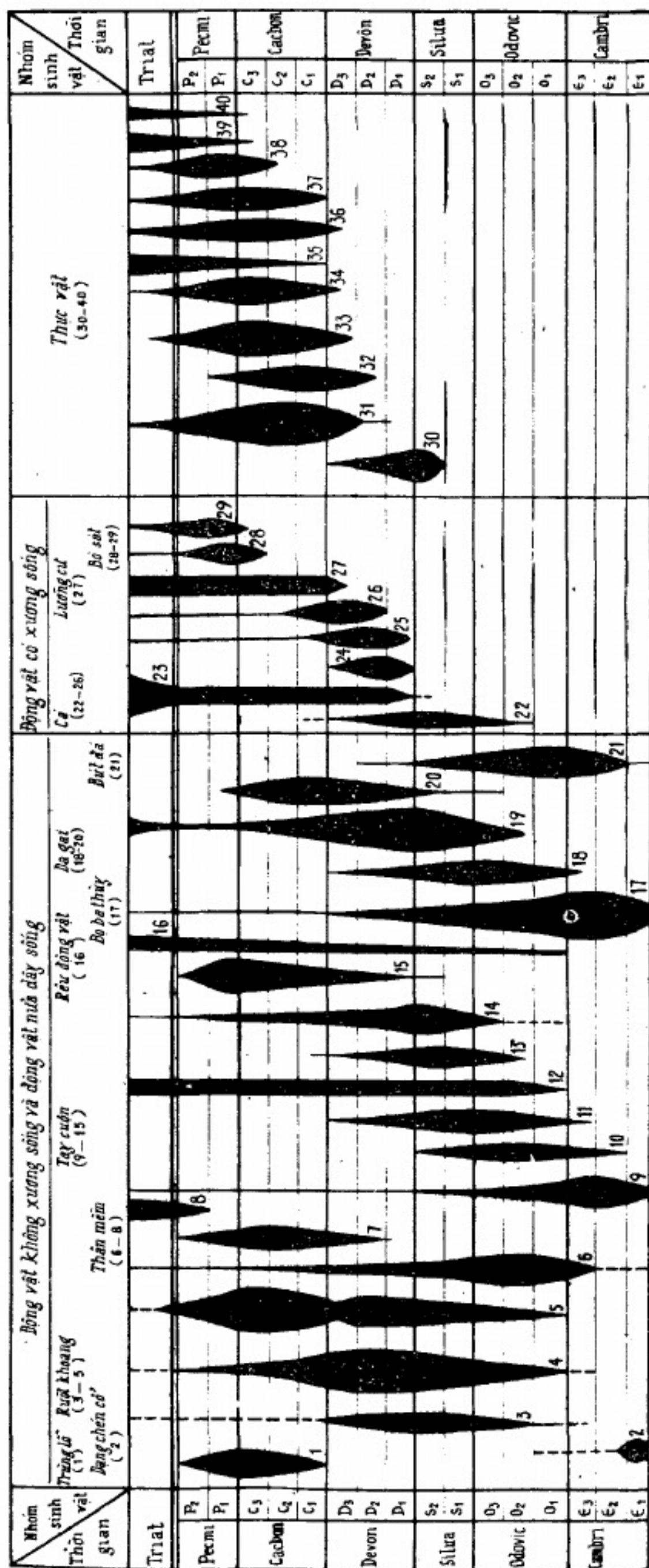
Sự phát triển của giới động vật trong Paleozoi có thể phân làm một số giai đoạn. Mỗi giai đoạn trong nguyên đại, một mặt có những đặc điểm riêng biệt, mặt khác cũng có những tính chất kế thừa giai đoạn trước và tiếp truyền với giai đoạn sau.

Giai đoạn thứ nhất. Giai đoạn đầu tiên trong lịch sử phát triển động vật ở Paleozoi là ở kỷ Cambri. Sinh vật trong giai đoạn đầu này còn mang nhiều tính chất nguyên thủy, nhưng ta có thể nói rằng ngay trong đầu kỷ đã có mặt các đại biểu của hầu hết các ngành lớn của giới động vật như nguyên sinh động vật, ruột khoang, thân mềm, tay cuộn, chân khớp, cá v.v...

Ngoài ba nhóm chủ chốt mà ta đã có dịp nói đến nhiều trong phần lịch sử kỷ Cambri là dạng chên cỏ, tay cuộn và bộ ba thủy, các nhóm khác tuy có mặt nhưng chưa có là bao, do đó ý nghĩa của chúng cũng rất hạn chế. Ví dụ như trong các công trình nghiên cứu của các nhà cổ sinh vật ta có thể gặp những phát hiện về sứa, san hô, da gai, rêu động vật hay cá v.v..., nhưng những phát hiện này mang tính chất lịch sử sinh học nhiều hơn là ý nghĩa thực tiễn về địa tầng học.

Trong ba nhóm hóa thạch chủ yếu của Cambri là bộ ba thủy, tay cuộn và dạng chên cỏ thì bộ ba thủy đóng vai trò lớn nhất và còn tiếp tục phát triển sang các kỷ sau, tuy có thay đổi thành phần. Tay cuộn tuy trong các kỷ về sau phát triển rất phong phú, song về bản chất của tay cuộn Cambri và tay cuộn các kỷ về sau khác hẳn nhau. Tay cuộn trong kỷ Cambri chủ yếu gồm các dạng của lớp không khớp (Inarticulata) có cấu tạo lạc hậu, vỏ bằng kitin, trong khi đó đóng vai trò quan trọng trong tay cuộn ở các kỷ về sau lại là các đại biểu của lớp có khớp (Articulata) phần lớn có vỏ bằng chất vôi và có cấu tạo tiến hóa hơn. Nhóm thứ ba của động vật biển Cambri là dạng chên cỏ (Archaeocyatha) chỉ có vai trò trong các trầm tích Cambri hạ và Cambri trung, đến Cambri thượng chúng đã bị tiêu giảm hẳn. Trong các trầm tích Ođovic, theo Volocđin người ta vẫn còn phát hiện được nhiều hóa thạch của dạng chên cỏ, nhưng rõ ràng ý nghĩa thực tiễn của chúng không còn nữa.

Một điều rất đáng chú ý là sự xuất hiện phong phú một cách đột ngột các hóa thạch ngay ở những lớp thấp nhất của trầm tích Cambri. Trong các trầm tích cổ hơn, di tích hóa thạch rất hiếm, tuy chắc chắn là các dạng đá cơ nguồn



Hình 12-1. Sơ đồ phát triển những nhóm sinh vật chủ yếu trong Paleozoi.

1. Fusulinida ; 2. Archaeocyatha ; 3. Ruột khoang lỗ tầng ; 4. San hô vách dày ; 5. San hô bốn tia ; 6. Nautiloidea ; 7. Nhóm Goniatites ; 8. Nhóm Ceratites ; 9. Tay cuộn không khớp ; 10. Orthida ; 11. Pentamerida ; 12. Rhynchonellida ; 13. Atrypida ; 14. Spiriferida ; 15. Productida ; 16. Rêu động vật ; 17. Bọ ba thùy ; 18. Cystoidea ; 19. Crinoida ; 20. Blastoida ; 21. Graptoida ; 22. Cá không hàm ; 23. Cá vây tia ; 24. Cá da phien ; 25. Cá cánh mấu ; 26. Cá có phổi ; 27. Stegocephalia ; 28. Cotylosauria ; 29. Bò sát hình thú ; 30. Thực vật lộ trần (Psilophyta) ; 31. Cây vẩy ; 32. Dương xỉ nguyên thủy ; 33. Cây lá nôm ; 34. Asterozamia ; 35. Dương xỉ không hạt ; 36. Dương xỉ có hạt ; 37. Cordaitales ; 38. Glossopteris ; 39. Tungg bách ; 40. Ginkgoales

gốc sinh vật không hiếm trong đá Proterozoi. Trong các đá của Sini, đến nay cũng chỉ phát hiện các di tích tảo như nhiều dạng của Stromatolit như *Collenia* trong các trầm tích Sini của Trung Quốc và Rifai ở châu Âu.

Chúng ta đã nhận định rằng các dạng sinh vật ở Cambri còn mang tính chất lạc hậu so với các kỷ sau, song nếu đem đối chiếu các nhóm sinh vật Cambri trong hệ thống phát triển động vật thì rõ ràng có nhiều dạng trong chúng đã đứng ở một vị trí khá cao trong thang phát triển động vật chung như bộ ba thùy của ngành chân khớp, cá v.v... Rõ ràng là để đạt được mức độ phát triển cao như vậy, tổ tiên của động vật Cambri đã phải trải qua một lịch sử phát triển rất lâu dài trước Cambri. Cảnh tượng rất khác biệt trong khi những lớp dưới cùng của trầm tích Cambri đã rất phong phú các nhóm hóa thạch có vị trí khá cao trong thang động vật ; thì ở ngay những đá của Sini nằm trực tiếp dưới đó lại hầu như vắng mặt hầu hết các di tích hóa thạch Cambri, vẫn chưa được giải thích một cách thỏa đáng.

Giai đoạn thứ hai của lịch sử phát triển động vật ở Paleozoi gồm hai kỷ Ođovic và Silua.

Tính chất kế thừa của giai đoạn này so với giai đoạn thứ nhất chỉ thể hiện trong một số ít nhóm sinh vật. Bộ ba thùy cũng như tay cuộn tuy thể hiện tính chất tiếp truyền từ giai đoạn thứ nhất sang giai đoạn thứ hai nhưng đã đổi thay về bản chất.

Điểm nổi bật của giai đoạn Ođovic — Silua là sự nở rộ của hàng loạt nhóm sinh vật, càng về sau càng phong phú và đa dạng.

Hàng loạt các nhóm xuất hiện mới hoặc hoàn thiện, thay đổi thành phần như ruột khoang, tay cuộn có khớp, bộ ba thùy, bút đá, da gai thuộc nhóm cầu gai cổ, cuống biển (Cystoidea) và nư biển (Blastoidea).

Trong giai đoạn Ođovic — Silua một số sinh vật biển đạt sự phát triển cực thịnh như bộ ba thùy, bút đá, cầu gai cổ, trong đó bút đá, cầu gai cổ chỉ phát triển và tồn tại trọn vẹn trong giai đoạn thứ hai này. Trong thực tế, nhóm bộ ba thùy thứ hai với rất nhiều các đại biểu cũng chỉ phát triển trọn vẹn trong giai đoạn hai.

Một số sinh vật khác bắt đầu phát triển và dần đạt đến sự phát triển đa dạng, phong phú và sẽ còn tiếp tục phát triển phong phú hơn trong giai đoạn sau. Thuộc nhóm sinh vật này có thể kể đến các đại biểu của ruột khoang, bao gồm ruột khoang lỗ tầng (Stromatoporoidea), san hô vách đáy (Tabulata) và san hô bốn tia (Tetracolalia), tay cuộn có khớp, v.v...

Nhìn toàn bộ chúng ta thấy sinh vật của giai đoạn hai trong lịch sử động vật Paleozoi đã đạt sự phát triển phong phú đa dạng. Ngoài những sinh vật ta đã kể trên kia còn có hàng loạt nhóm sinh vật khác cũng có mức độ phát triển khá

manh như lớp chân đầu với các đại biểu của Nautiloidea (*Gomphoceras*, *Endoceras*, *Orthoceras*...) và cuối giai đoạn là các đại biểu đầu tiên của nhóm Goniatites, các đại biểu của lớp chân riu, chân bụng, ngành rêu động vật v.v...

Một vài sự kiện trong lịch sử phát triển thế giới sinh vật của giai đoạn này rất đáng chú ý như sự xuất hiện những động vật trên cạn đầu tiên. Sự kiện này có lẽ có liên quan với sự xuất hiện lần đầu của thực vật trên cạn. Những sinh vật trên cạn đầu tiên này là nhóm Gigantostroma thuộc ngành chân khớp. Đồng thời, ở cuối giai đoạn, trong động vật có xương sống cũng xuất hiện những mầm mống cho động vật trên cạn. Nhóm cá giáp, cá cánh mấu, cá vây tia bắt đầu có mặt từ đây.

Giai đoạn thứ ba. Giai đoạn này bao gồm từ kỷ Devon đến quá nửa đầu kỷ Pecmi. Nhìn toàn bộ ta thấy rõ sinh vật của giai đoạn ba mang tính chất riêng biệt, song ở buổi đầu sự cách biệt với giai đoạn hai thể hiện không rõ nét trong thành phần sinh vật.

Tính chất kế thừa với giai đoạn trước thể hiện rõ ràng trong sự tiếp tục phát triển của nhiều sinh vật như ruột khoang, tay cuộn có khớp, rêu động vật v.v... Mặt khác, nhiều nhóm sinh vật đặc trưng của giai đoạn trước, đã hầu như không có mặt hoặc rất nghèo nàn trong thành phần sinh vật của giai đoạn này. Thuộc vào loại đó, trước tiên ta phải kể đến bút đá, cầu gai cổ, sau đó là bộ ba thùy, nhiều đại biểu của Nautiloidea (h. 12-1).

Tính chất đa dạng và phong phú của sinh vật không hề thua kém giai đoạn trước. Tuy như vừa nêu, trong giai đoạn này đã vắng mặt một số sinh vật vốn phát triển phong phú ở giai đoạn trước như bút đá, các dạng cầu gai cổ của lớp cuống biển (Cystoidea), phần lớn bộ ba thùy v.v... nhưng đồng thời lại xuất hiện nhiều nhóm mới của những ngành đã từng có mặt từ trước.

Các đại biểu của ruột khoang, tay cuộn có khớp, nhóm Goniatites, da gai, rêu động vật v.v... phát triển cực kỳ phong phú. Có thể nói phần lớn các bộ họ của san hô, tay cuộn v.v... đã phát triển trong giai đoạn này. Một số nhóm sinh vật chỉ phát triển, tồn tại trọn vẹn trong giai đoạn này như Fusulinida của trùng lỗ (Foraminifera), Goniatites của lớp chân đầu.

Song song với sự phát triển phong phú của thực vật trên cạn, trong giai đoạn này phát triển loại chân khớp bay khổng lồ, đó là loại chuồn chuồn có sải cánh dài đến hơn 1m.

Một đặc điểm rất quan trọng của sinh vật trong giai đoạn này là sự phát triển của các dạng cá cổ, sự xuất hiện và phát triển của động vật có xương sống trên cạn. Những động vật có xương sống đầu tiên sống trên cạn đánh dấu một bước nhảy vọt trong lịch sử phát triển giới động vật. Trong Devon xuất hiện những lưỡng cư cổ (Stegocephalia), rồi sau đó là sự xuất hiện những bò sát cổ sơ đầu tiên vào cuối Cacbon đầu Pecmi.

Giai đoạn thứ tư của sự phát triển động vật trong Paleozoi tuy chỉ bao gồm một thời gian địa chất ngắn (cuối kỷ Pecmi) nhưng là một mốc khá rõ nét trong lịch sử phát triển động vật.

Điểm nổi bật nhất là đến giai đoạn này hầu hết những dạng Paleozoi đã không còn tồn tại nữa hoặc trên quá trình tiêu diệt.

Những đại biểu cuối cùng của Fusulinida, san hô vách dày, san hô bốn tia, nhóm Goniatites của lớp chân đầu, bộ ba thùy, nụ biển (Blastoidea), phần lớn các bộ họ của lớp tay cuộn có khớp, lưỡng cư cổ v.v... đều chấm dứt sự phát triển trong giai đoạn này. Đồng thời ta lại thấy xuất hiện hoặc phát triển dần dần những động vật mang tính chất của Mezozoi. Thuộc vào nhóm này ta thấy có nhiều dạng của lớp chân riu, một số dạng đầu tiên của nhóm Ceratites thuộc lớp chân đầu, nhiều dạng bò sát không lỗ thuộc nhóm bò sát răng thú (Theriodonta).

Như vậy giai đoạn cuối của lịch sử phát triển sinh vật Paleozoi là giai đoạn chuyển tiếp của hai thế giới động vật khác nhau — thế giới cổ xưa của Paleozoi và thế giới của những động vật mới hơn, có thành phần khác hơn.

THỰC VẬT

Cũng như giới động vật, trong Paleozoi giới thực vật cũng đã diễn ra sự biến đổi tiến hóa lớn, từ những thực vật đơn giản sống trong môi trường nước, chuyển lên thành những thực vật trên cạn, từ những thực vật trên cạn nguyên thủy truyền giống bằng bào tử chuyển lên những thực vật cao cấp truyền giống bằng hạt. Tuy lịch sử phát triển thực vật Paleozoi cũng gồm bốn giai đoạn nhưng dễ dàng nhận thấy rằng các giai đoạn đó không trùng khớp với các giai đoạn phát triển của động vật. Giai đoạn đầu chủ yếu là giai đoạn của thực vật sống dưới nước, giai đoạn thứ hai phát triển những thực vật trên cạn đầu tiên thuộc nhóm lộ trần, giai đoạn thứ ba phát triển nhóm quyết thực vật tạo than, trong giai đoạn cuối thực vật có hoa hạt trần bắt đầu thay thế vai trò của quyết thực vật để rồi phát triển phong phú, chiếm vai trò thống soái trong thực vật Mezozoi (h. 12-1).

Giai đoạn thứ nhất trong lịch sử phát triển thực vật của Paleozoi có thể kể từ Cambri, bao gồm những thực vật cấp thấp ở dưới nước, chủ yếu gồm các loại tảo. Cũng như đối với động vật chúng ta có điều chưa nắm được là thực vật đã xuất hiện từ bao giờ và đã trải qua lịch sử phát triển như thế nào trước Cambri. Dù rằng những thực vật Cambri còn rất nguyên thủy so với các kỷ sau nhưng tảo đa bào cũng không phải là những thực vật quá nguyên thủy. Ngay từ trước Cambri rất lâu, trên mặt quả đất đã có thực vật và chúng đã trải qua một quá trình phát triển, tiến hóa rất lâu dài mới có thể đạt tới mức độ phát triển ở Cambri.

Tảo trong Paleozoi sớm có nhiều loại và có ý nghĩa lớn trong việc tạo đá vôi, đá bitum (như kukecsit).

Giai đoạn thứ hai bắt đầu cuối kỷ Silua, lần đầu tiên xuất hiện những thực vật sống trên cạn, đó là ngành thực vật lộ trần (*Psilophyta*). Nếu thực vật cấp thấp khác với thực vật cấp cao ở điều cơ bản nhất là không có sự phân biệt làm ba phần rễ, thân, lá thì ngành thực vật lộ trần là dạng trung gian của thực vật cấp thấp ở dưới nước và thực vật cấp cao sống trên cạn. Về hình thái, «cây» của thực vật lộ trần cũng gồm ba bộ phận giống như rễ, thân, lá của thực vật cấp cao và thực tế những bộ phận tương ứng đó cũng làm những nhiệm vụ hút chất dinh dưỡng như rễ, truyền chất dinh dưỡng lên trên như thân và đồng hóa diệp lục như lá. Nhưng về cấu tạo thì thực vật lộ trần chưa thực sự có hệ thống rễ, hệ thống mô dẫn truyền chính thức và cũng chưa có lá chính thức như ở thực vật cấp cao. Tuy xuất hiện từ cuối Silua nhưng thực vật lộ trần phát triển mạnh mẽ ở đầu và giữa kỷ Devon. Đến cuối kỷ Devon thực vật lộ trần đã hầu như không còn nữa, vai trò chủ chốt trong thế giới thực vật chuyển sang nhóm thực vật tiến hóa hơn là quyết thực vật.

Sự xuất hiện những dạng đầu tiên của thực vật trên cạn đánh dấu một bước nhảy vọt trong lịch sử phát triển thế giới thực vật. Với đời sống trên cạn thực vật có nhiều khả năng biến đổi thích ứng với nhiều môi trường khác nhau và khả năng truyền giống rộng rãi hơn. Chính vì vậy thực vật lộ trần với các đại biểu như *Psilophyta*, *Rhynia*, *Asteroxylon* v.v... chỉ phát triển trong một giai đoạn ngắn rồi từ một số đại biểu nào đó của ngành này đã nảy sinh những nhóm thực vật cao cấp chính thức và sau đó sự phát triển rầm rộ của quyết thực vật đã diễn ra ngay từ cuối Devon.

Giai đoạn thứ ba với sự phát triển rầm rộ của quyết thực vật đã diễn ra từ cuối Devon cho đến nửa đầu của kỷ Pecmi. Ngay những thực vật đầu tiên đặc trưng cho giai đoạn này đã đạt tính chất của thực vật cấp cao chính thức. Những đại biểu đầu tiên của nhóm này ở cuối Devon như *Protolpidodendron*, *Cladoxylon* đã có cấu tạo chính thức của hệ thống rễ, cơ quan dẫn truyền của thân và hệ thống lá.

Cacbon là thời kỳ phát triển rầm rộ nhất của thực vật của giai đoạn thứ ba. Thực vật phát triển rất phong phú và đa dạng; các ngành cây vẩy (*Lepidophyta*), thân đốt (*Sphenopsida*), dương xỉ và dương xỉ có hạt (*Pteridospermae*) v.v... có thân mọc cao to đều rất phát triển cả về mặt giống loài cũng như về số lượng. Chúng đã hình thành những khu rừng rậm bao la và là nguồn nguyên liệu cho sự hình thành những khoáng sàng than đá lớn. Dựa vào nghiên cứu thực vật của giai đoạn này mà người ta đã có thể phân chia các khu vực khí hậu khác nhau trên vỏ địa cầu vào kỷ Cacbon. Điều khá rõ ràng là ngay trong cuối đại Paleozoi trên bề mặt vỏ quả đất đã có sự phân chia làm hai khu vực khí hậu lạnh và khu vực khí hậu ấm áp xích đạo ở giữa.

Giai đoạn thứ tư trong lịch sử phát triển thực vật ở Paleozoi diễn ra vào cuối kỷ Pecmi, khi đó phần lớn các đại biểu thực vật tạo than (tức nhóm Quyết thực vật thân mộc của giai đoạn thứ ba) đã bị tiêu diệt hoặc chỉ còn lác đác và cũng đang trên đường bị tiêu diệt. Khi đó đã bắt đầu phát triển các đại biểu của thực vật hạt trần về sau rất đặc trưng cho Mezozoi. Vai trò của thực vật hạt trần đã thay thế vai trò của Quyết thực vật. Ba nhóm của thực vật hạt trần lúc này là tuế, bạch quả và quả nón (*Walchia*, *Voltzia*). Vậy là các yếu tố thực vật trung sinh (Mezophyta) đã bắt đầu phát triển ngay trong lòng của giới thực vật cuối nguyên đại cổ sinh (Paleozoi). Những thực vật Mezophyta đó sang Mezozoi sẽ phát triển cực thịnh.

NHỮNG BIẾN ĐỔI TRONG CẤU TRÚC CỦA VỎ QUẢ ĐẤT

CÁC CHU KỲ KIẾN TẠO TRONG PALEOZOI

Trong nguyên đại Paleozoi hoạt động của vỏ quả đất đã qua những diễn biến phức tạp để hình thành những cấu trúc uốn nếp rộng lớn ở nhiều khu vực địa mảng. Cùng với những hoạt động của địa mảng là những hoạt động tuy kém mãnh liệt hơn nhưng lại diễn ra trên một diện tích rộng lớn hơn nhiều, đó là hoạt động nâng hạ và đôi khi là cả những biến động lớn ở các khu vực nền.

Tuy quá trình diễn biến của chuyển động vỏ quả đất trong khoảng 350 triệu năm ở Paleozoi rất phức tạp nhưng ngay từ cuối thế kỷ trước với sự ra đời của học thuyết địa mảng người ta đã biết được tính chu kỳ của lịch sử hoạt động vỏ quả đất nói chung và lịch sử trong Paleozoi nói riêng. Các nhà địa chất đã nhận thấy trong Paleozoi vỏ quả đất đã trải qua hai giai đoạn hoạt động lớn.

Giai đoạn thứ nhất ứng với chu kỳ caledoni diễn ra trong các kỷ Cambri, Ordovic và Silur và thành tạo cấu trúc caledonit. Giai đoạn thứ hai diễn ra ở Paleozoi muộn (các kỷ Devon, Cacbon và Pecmi) — chu kỳ kiến tạo hecxin với sự hình thành cấu trúc hecxinit.

Trong mỗi chu kỳ kiến tạo, lịch sử phát triển kết thúc bằng sự hình thành cấu trúc uốn nếp ở địa mảng và nâng cao ở nền kề cận, nhưng sự hình thành những cấu trúc ấy không phải là tức khắc mà đã trải qua những pha (thời kỳ) uốn nếp tạo núi. Theo kết quả nghiên cứu của nhiều thế hệ các nhà địa chất, ngày nay ta đã biết rõ tiến trình của hoạt động trong từng chu kỳ.

Chu kỳ caledoni có thể coi bắt đầu từ kỷ Cambri⁽¹⁾ và trong quá trình phát triển đã có những pha (thời kỳ) uốn nếp nâng cao sau đây. Pha salai diễn ra

(1) Nhiều nhà nghiên cứu như Shatski, Khain v.v... coi Cambri sớm và có khi cả Cambri giữa nữa vẫn thuộc phạm vi của chu kỳ baican (asintic theo Stin).

vào Cambri muộn và hình thành cấu trúc salairit chủ yếu ở đai địa máng Uran — Mông Cổ. Pha uốn nếp tacon diễn ra ở Odovic muộn và Silua sớm. Pha caledoni diễn ra ở cuối Silua (có thể tương đương với pha acden dùng trong một số sách), kết thúc chu kỳ hoạt động địa máng ở Paleozoi sớm, tức chu kỳ caledoni. Kết quả của các pha salai, tacon và caledoni cùng với những pha địa phương khác đã hình thành cấu trúc caledonit ở những khu vực địa máng rộng lớn như vùng Catazia (Phúc Kiến, Quảng Đông và có thể cả một phần khá lớn khu vực Đông Bắc Việt Nam), các nền bắc và nam của dải Tần Lĩnh, Côn Luân, vùng Cuznet và Saian — Antai, Bắc Anh và bán đảo Scandina v.v...

Chu kỳ hecxin hay varisca diễn ra trong suốt Paleozoi muộn (Devon, Cacbon, Pecmi) và ở một số khu vực có thể kéo dài sang đầu kỷ Triat. Nhiều pha uốn nếp tạo núi đã diễn ra trong chu kỳ này, trong đó người ta thường kể đến pha breton ở Devon muộn, pha suđet và asturi ở Cacbon, pha saan và pofan ở Pecmi. Cấu trúc uốn nếp hecxinit phổ biến trong phạm vi rộng lớn hơn nhiều so với cấu trúc caledonit. Toàn bộ phía bắc của địa máng Tây Âu, địa máng Apalat của đông bắc Mỹ, toàn bộ đai địa máng Uran — Mông Cổ, địa máng Côn Luân—Tần Lĩnh, Đông Úc v.v... đều trở thành khu vực núi uốn nếp hecxinit.

Ở chương 8 chúng ta đã có dịp xem xét kỹ về diễn biến của hoạt động địa chất trong chu kỳ caledoni. Trong chương này ta sẽ không nhắc nhiều về chu kỳ caledoni như đối với chu kỳ hecxin.

CHU KỲ KIẾN TẠO HECXIN

Hoạt động của địa máng

Chu kỳ kiến tạo hecxin được kể từ đầu kỷ Devon, lúc này ở nhiều khu vực địa máng đang tiếp tục hoàn thành quá trình tạo núi caledoni, vỏ quả đất ở nhiều nơi chịu tác dụng nâng cao là chủ yếu, biến rút khỏi nhiều nền. Do đó đặc điểm nổi bật của thời kỳ đầu chu kỳ hecxin là chế độ lục địa phổ biến trên đại bộ phận của phần hiện biết của vỏ quả đất. Sự sụp võng của địa máng kèm theo hoạt động biến tràn vào các nền bắt đầu từ giữa Devon. Sự sụp võng của những địa máng kế tục và địa máng mới hình thành của chu kỳ hecxin nhìn chung trên phạm vi toàn thế giới đã diễn ra mạnh mẽ nhất vào cuối Devon và đầu Cacbon. Đây là thời kỳ hình thành chủ yếu của những thành hệ aspit và thành hệ spilit-keratofia của những địa máng thực thụ trong chu kỳ. Sản phẩm của hoạt động phun trào ngầm trong Devon có thể thấy ở Tây Âu, đông bắc Mỹ (Apalat), đông Uran, Tần Lĩnh v.v...

Biểu hiện của hoạt động nghịch đảo kiến tạo trong chu kỳ hecxin diễn ra sớm muộn khác nhau ít nhiều ở những địa máng khác nhau. Nhiều pha uốn nếp địa phương hoặc khu vực được xác lập, nhưng có ý nghĩa hơn cả là những pha nghịch đảo sau đây.

1. Pha breton diễn ra ở cuối kỷ Devon và có ý nghĩa đối với địa chất khu vực ở Tây Âu, đông bắc Mỹ, đông Úc. Ở Trung Quốc và Việt Nam chuyển động nghịch đảo trong Devon diễn ra sớm hơn pha breton, ta sẽ nói đến trong những đoạn dưới.

2. Pha suđet — cuối Cacbon sớm đến đầu Cacbon muộn. Biểu hiện rõ nét ở Pháp, Đức, Tiệp Khắc, Uran — Thiên Sơn, Úc v.v...

3. Pha asturi diễn ra ở ranh giới giữa Cacbon trung và Cacbon muộn. Kết quả của pha nghịch đảo kiến tạo này cũng quan sát được trong nhiều mặt cắt ở những nơi kể trên. Ngoài ra còn thấy ở Tây Ban Nha (vùng Asturia), nam Anh, đông Uran v.v...

4. Pha saan xảy ra ở giữa kỷ Pecmi, hệ quả của nó thể hiện rõ ở Đức, Pháp, dãy Anpơ, tây Uran, Thiên Sơn, đông bắc Mỹ. Hoạt động nghịch đảo hecxin ở địa mảng Tần Lĩnh có lẽ phần chủ yếu cũng tương đương với pha này.

5. Pha pofan (Pfaelzian) — giữa Pecmi và Triat — biểu hiện chủ yếu ở Tây Âu và Mỹ.

Kết quả của những hoạt động nghịch đảo kiến tạo kể trên cùng với những pha nghịch đảo địa phương khác là đến cuối Paleozoi đã hình thành cấu trúc hecxinit trên những lãnh thổ rộng lớn ở đông bắc Mỹ, Tây Âu, khu vực rộng lớn từ Uran đến Thiên Sơn và Mông Cổ, khu vực Côn Luân — Tần Lĩnh, Đông Úc v.v... Sự hình thành cấu trúc hecxinit đã làm thành những mối hàn gắn các lục địa (nền) Đông Âu với Sibêri và Trung Quốc thành một khối nền bao la ở bán cầu bắc sánh với khối nền Gonvana ở bán cầu nam.

Như trên đã nói, hoạt động nghịch đảo hecxin biểu hiện không đồng đều ở các khu vực địa mảng khác nhau. Có những khu vực trải qua nhiều lần nghịch đảo như ở Uran, có khu vực kết thúc chế độ địa mảng ngay từ Cacbon như ở Tây Âu, có khu vực muộn hơn như ở Tần Lĩnh v.v...

Ở Đông Dương và nam Trung Quốc chắc chắn đã xảy ra chuyển động nâng cao vào Devon muộn. Trầm tích Devon ở Đông Dương có thể coi là kết thúc sau khi thành tạo trầm tích bậc Givet của Devon trung. Những thành tạo Devon thượng được biết rất ít, những khối lượng địa tầng được coi là Devon thượng thì hoặc đã được chỉnh lý (hệ tầng Đông Thọ ở Nghệ Tĩnh, hệ tầng Bản Công ở Cao Bằng, trầm tích Famen ở Phiêng Diá, Papây), hoặc thiếu cơ sở đảm bảo như hệ tầng chứa mangan Tốc Tác ở Cao Bằng. Gián đoạn trầm tích đã kéo dài suốt Devon muộn (ở nhiều nơi là cả buổi đầu tiên của Cacbon). Hiện tượng gián đoạn trầm tích này mang tính khu vực rộng lớn ở Việt Nam, Lào, Miến Điện, nam Trung Quốc. Mối quan hệ bất chỉnh hợp góc trực tiếp giữa Cacbon hạ và Devon trung thể hiện rõ nét ở Liễu Châu (Quảng Tây). Ở Trung Quốc S. Chu (1931) đã gọi là pha liukiang, và Lý Tứ-quang (Lee J. S. 1939) so sánh pha

này với pha breton, nhưng có lẽ so sánh đó chưa thích hợp bởi vì về mặt thời gian thì pha liukiang diễn ra sớm hơn pha breton và có lẽ tác động cũng có thể lớn hơn.

Lịch sử hình thành cấu trúc uốn nếp của địa mảng Đông Dương đến hiện nay còn nhiều ý kiến chưa thống nhất. Nhưng có khả năng là ở rìa địa khối Indosinia (rìa đông bắc và rìa đông nam) chế độ địa mảng đã được kết thúc trong chu kỳ này, vào kỷ Cacbon ở rìa đông nam và vào Pecmi ở rìa đông bắc. Vấn đề kết thúc địa mảng của những vùng còn lại của địa mảng Đông Dương chưa được chứng minh một cách thỏa đáng. Tuy hiện nay phần lớn ý kiến các nhà địa chất cho rằng địa mảng Đông Dương kết thúc vào Triat muộn với hoạt động nghịch đảo kiến tạo Indosini, nhưng cũng có những ý kiến khác cho rằng về cơ bản địa mảng Đông Dương được kết thúc vào chu kỳ hecxin.

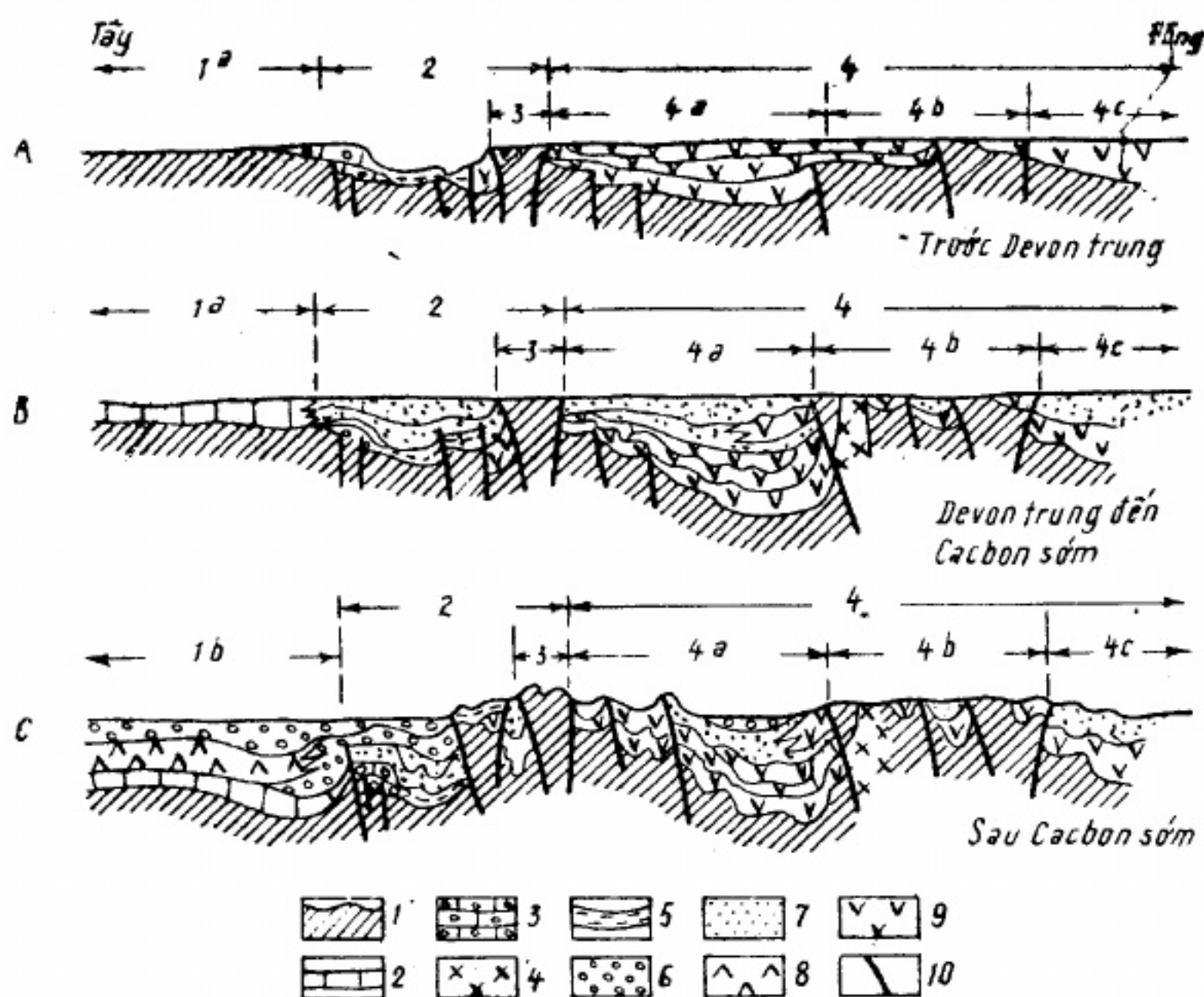
Trong nhiều sách giáo khoa địa chất người ta hay lấy lịch sử phát triển địa mảng Tây Âu làm điển hình cho hoạt động địa chất trong chu kỳ hecxin. Nhưng có lẽ sự phát triển của hệ địa mảng Uran trọn vẹn hơn trong chu kỳ này. Kết quả nghiên cứu của các nhà địa chất Nga và Xô viết cho ta những tài liệu đầy đủ về sự phát triển của một hệ địa mảng phát triển xuyên kỳ qua hai chu kỳ caledoni và hecxin. Hệ địa mảng Uran từ đầu Paleozoi gồm hai đới phát triển theo hai chế độ khác nhau. Phía đông là địa mảng thực thụ với sự hoạt động macma mạnh mẽ, còn phía tây là địa mảng thuần. Giữa hai đới địa mảng thuần và địa mảng thực thụ là cấu trúc phức nếp vòng đã được hình thành từ trước.

Lịch sử phát triển, hình thành cấu trúc hecxinit của hệ địa mảng Uran được thể hiện ở hình 12-2 dưới đây (xem trang 296).

Qua sơ đồ 12-2 dưới đây ta thấy rõ hệ địa mảng Uran đã phát triển từ trước chu kỳ hecxin. Hình A của sơ đồ thể hiện tính chất kế thừa của chế độ địa mảng sụp võng nhưng chưa có phân dị lớn trong thời kỳ đầu của chế độ địa mảng. Hình B của sơ đồ thể hiện hoạt động phân dị của hệ địa mảng trong thời kỳ từ Devon trung đến Cacbon sớm, địa mảng tiếp tục sụp võng sâu, thành tạo các thành hệ trầm tích và phun trào. Đồng thời lúc này cũng hình thành những cấu trúc địa vòng, tức là một số phức nếp vòng trong giai đoạn uốn nếp sớm của địa phương. Hình C của sơ đồ thể hiện thời kỳ cuối của hoạt động hệ địa mảng Uran — bắt đầu từ Cacbon trung — hình thành các cấu trúc uốn nếp nổi cao ở địa mảng kèm theo hoạt động xâm nhập granitoit, hình thành miền võng ven rìa ở rìa nền Đông Âu tiếp giáp với hệ địa mảng Uran và cuối cùng là sự thành tạo thành hệ molat ở vùng cấu trúc hecxinit.

Hoạt động của nền

Hoạt động địa chất của các khối nền lớn trong chu kỳ hecxin thể hiện hai tính chất. Thứ nhất là những hoạt động chịu ảnh hưởng của sự phát triển địa mảng kế cận, thứ hai là những hoạt động riêng biệt cho các nền.



Hình 12-2. Sơ đồ phát triển của hệ địa mảng Uran trong chu kỳ hecxin (dẫn theo Chernova và Micunov).

- Thời kỳ cuối chu kỳ caledon và đầu hecxin (đến Devon trung), hình thành tầng cấu trúc dưới của địa mảng.
- Thời kỳ hình thành tầng cấu trúc trên của địa mảng (từ Devon trung đến Cacbon sớm).
- Thời kỳ uốn nếp tạo núi, kết thúc chế độ địa mảng (từ Cacbon trung đến Triat sớm).

Những chữ số ghi trên sơ đồ : các đơn vị phân vùng cấu trúc : 1^a — Rìa đông của nền Đông Âu, ở thời kỳ cuối (sơ đồ C) trở thành miền vồng ven rìa : 1^b ; 2. đới địa mảng thuần Tây Uran (phức nếp vồng Zilair) ; 3. phức nếp vồng Trung Uran ; 4. đới địa mảng thực thụ Đông Uran (4^a — phức nếp vồng Manhitor, 4^b — phức nếp vồng Uran — Tobon, 4^c — phức nếp vồng Ayat).

Ký hiệu đá :

1. đá trầm tích trước Ođovic ; 2. trầm tích lục nguyên và cacbonat tuổi Devon — Cacbon ở nền Đông Âu ; 3. trầm tích cacbonat của địa mảng thuần ; 4. granitoit ; 5. đá phiến sét ở đáy địa mảng thuần ; 6. thành hệ molat ; 7. các hệ tầng trầm tích địa mảng Uran ; 8. các hệ tầng muối mỏ và thạch cao ; 9. các thành hệ phun trào của địa mảng thực thụ đông Uran ; 10. đứt gãy lớn.

Chịu ảnh hưởng của địa mảng kề cận, phần lớn các nền có hoạt động nâng hạ, hay nói cách khác là hoạt động biến ngập và biến rút có liên quan với hoạt động sụp võng và nghịch đảo ở địa mảng. Nền Bắc Mỹ chịu ảnh hưởng của hai khu vực địa mảng: địa mảng Cordie ở phía tây và địa mảng Apalat ở phía đông. Nền Đông Âu — địa mảng Địa Trung Hải ở phía nam và địa mảng Uran ở phía đông. Nền Sibêri chịu ảnh hưởng của địa mảng Uran — Mông Cổ và địa mảng Đông Bắc Á của đai địa mảng Thái Bình Dương. Nền Trung Quốc chịu ảnh hưởng của cả đai địa mảng Địa Trung Hải, Thái Bình Dương và Uran — Mông Cổ. Nền Gonyana — ngày nay chỉ mới biết được mối quan hệ trực tiếp với đai địa mảng Địa Trung Hải.

Nhìn chung, chúng ta thấy những nét tương tự của hoạt động các nền là Devon ứng với giai đoạn phổ biến chế độ lục địa. Từ cuối Devon đến giữa Cacbon, khi địa mảng sụp võng sâu thì nền cũng chịu tác dụng biến ngập, khi ở địa mảng trải qua hoạt động nâng cao thì biển cũng dần dần rút khỏi nền, nhất là trong kỷ Pecmi. Có thể lấy nền Đông Âu làm ví dụ tốt cho hoạt động nền chịu ảnh hưởng của địa mảng kề cận. Nếu trong Paleozoi sớm, chịu ảnh hưởng của địa mảng Grampian biển chỉ ngập ở rìa phía tây, thì ngược lại trong Paleozoi muộn nền lại chỉ bị ngập biển ở phía nam và phía đông. Nhưng đến Pecmi thì về cơ bản nền đã bị nâng cao, trầm tích Pecmi sớm đã có phần thuộc tương biển kín và đến Pecmi muộn thì biển rút khỏi nền, chỉ trừ phần giáp ranh với địa mảng Uran lúc đó là miền võng ven rìa.

Nền Gonyana rộng lớn chủ yếu cũng chỉ bị biển ngập ở rìa với địa mảng Địa Trung Hải và địa mảng Đông Úc. Nguyên nhân của phần bị biển ngập ở phía tây nền (Nam Mỹ) chưa được sáng tỏ.

Những hoạt động riêng biệt của các nền

Ở nền Đông Âu trong chu kỳ hecxin có hiện tượng khá nổi bật là sự hình thành mảng nền Donbat ở phía nam của nền.

Mảng nền Donbat đã được chú ý nghiên cứu từ lâu vì đó là một khu vực chứa than lớn của Liên Xô. Trước đây các nhà địa chất coi vùng bể than Donbat là một kiểu cấu tạo của miền võng ven rìa. Nhưng thông thường miền võng ven rìa được hình thành ở vùng giáp ranh của rìa địa đài vào thời kỳ kết thúc của địa mảng kề cận. Vị trí không gian và lịch sử phát triển địa chất của Donbat không phù hợp với điều kiện vừa nêu. Mảng nền Donbat được hình thành từ Devon, khi đó do sự sụp gãy của móng nền để tạo mảng nền đã gây nên hoạt động phun trào mạnh. Mảng nền tiếp tục sụp chìm trong Cacbon với sự thành tạo loạt trầm tích chứa than dày đến 18km; sang kỷ Pecmi mảng nền tắt dần và trở thành vùng có chế độ bình thường của nền Đông Âu.

Ở tây và tây nam của nền Đông Âu vào cuối chu kỳ hecxin (kỷ Pecmi) đã hình thành khu biển kín Zesten. Trước đây nhiều nhà địa chất coi đây như là một hiện tượng khá đặc biệt, lịch sử phát triển của biển Zesten thường được

nói đến khá nhiều trong các sách giáo khoa địa chất. Nhưng biển Zesten cũng chỉ là một hiện tượng phát triển theo quy luật của vùng địa mảng và nền kiến tạo vào giai đoạn kết thúc chế độ địa mảng.

Nền Sibêri trong Paleozoi muộn cũng hình thành những mảng nền ở phía đông với sự hoạt động phun trào mạnh mẽ từ trong kỷ Devon. Sự hình thành vòm nền Tungut rộng lớn ở phía tây bắc của nền là hiện tượng đáng chú ý nhất của nền Sibêri trong chu kỳ hecxin. Sự sụp chìm của nền do đứt gãy sâu của móng đã làm hình thành một vòm nền rộng lớn trong đó tích tụ đá trầm tích chứa than và đá phun trào, kéo dài suốt trong Cacbon và Pecmi. Hoạt động phun trào (chủ yếu là phun trào bazơ) còn tiếp tục sang Triat. Diện tích phun trào dạng bậc thang tuổi Pecmi — Triat chiếm đến 340 nghìn km^2 tức là rộng hơn diện tích của cả Việt Nam.

Nền Trung Quốc trong Paleozoi muộn chịu tác dụng biển ngập khá rộng rãi. Thời kỳ biển ngập lớn nhất là trong kỷ Cacbon, cả khối nền Hoa Bắc và Hoa Nam đều bị biển ngập với những diện tích khác nhau nhưng nền Hoa Nam bị biển ngập rộng hơn và lâu dài hơn. Nền Trung Quốc ngay trong Paleozoi đã bắt đầu có biểu hiện của hoạt động tạo núi nền. Phần lớn các nhà địa chất Trung Quốc trước đây căn cứ vào biểu hiện đó nên gọi nền Trung Quốc là kiểu nền hoạt động. Hiện tượng tạo núi nền ở Trung Quốc biểu hiện rõ nét nhất vào Mesozoi, do đó chúng ta sẽ có dịp nói nhiều hơn về hiện tượng này trong các chương sau.

Nền Gonvana lần đầu tiên, trong kỷ Pecmi xuất hiện trầm tích biển ở sâu trong nền (Madagascar). Sự hình thành vịnh biển Mozambic này là dấu hiệu đầu tiên của sự sụp chìm, phân tách nền sẽ diễn ra mạnh mẽ trong Mesozoi.

BỘ MẶT VỎ QUẢ ĐẤT Ở CUỐI PALEOZOI

Nhắc lại về bộ mặt vỏ quả đất ở đầu Paleozoi

Đầu nguyên đại Paleozoi, do kết quả của những hoạt động kiến tạo ở Tiền Cambri, trên bề mặt quả đất đã hình thành những nền cổ mà đại bộ phận lãnh thổ những nền đó là những lục địa, một phần diện tích của chúng tùy từng thời gian bị biển ngập ở những mức độ khác nhau. Đó là những nền ở bán cầu bắc, từ đông sang tây : Sibêri, Trung Quốc và Tarim, Đông Âu, Bắc Mỹ và khối nền mênh mông ở bán cầu nam : nền Gonvana. Xen giữa các nền cổ đó là nhiều khu vực địa mảng phần lớn đang bị sụp vòm và là những khu vực biển có những đảo lớn nhỏ khác nhau — những địa khối giữa. Biển địa mảng lúc này bao phủ những diện tích rộng lớn suốt từ Mông Cổ qua Trung Á, tây và tây bắc Sibêri, Uran, từ Anh qua rìa tây bắc Scandina, từ Pháp — Bỉ qua Đức — Ba Lan — Tiệp, suốt rìa bắc và nam Địa Trung Hải qua Anpơ, Cacpat, Pamia — Hymalaya — Miến Điện — giữa Trung Quốc (Côn Luân — Tần Lĩnh) và Đông Dương.

Ven đông bắc Mỹ cũng như rìa tây Mỹ cũng thuộc khu vực biển địa mảng lúc bấy giờ (h. 5-1).

Bộ mặt vỏ quả đất ở cuối Paleozoi

Lịch sử 350 triệu năm của Paleozoi đã dần dần và từng đợt làm thay đổi rất lớn bộ mặt vỏ quả đất.

Trước hết, những cấu trúc núi uốn nếp salairit và caledonit nói chung đã thay đổi hoàn cảnh vùng biển địa mảng bằng những vùng núi rộng lớn từ Anh qua rìa tây Scandina, rìa đông bắc của Apalat và cả vùng Groenlen, vùng Kieckghi, Saian — Antai, Đông Úc v.v... Cùng với sự hình thành cấu trúc núi uốn nếp nổi cao này là sự nâng cao của những phần rộng lớn của các nền như phía tây nền Đông Âu v.v...

Sự hình thành cấu trúc hecxinit ở Paleozoi muộn đã làm thay đổi lớn hơn bộ mặt vỏ quả đất so với đầu Paleozoi. Lần lượt toàn bộ khu vực Trung Âu, Uran — Thiên Sơn — Trung Á — Mông Cổ, miền tây và giữa Trung Quốc trước đây là biển của địa mảng, sau những chuyển động nghịch đảo hecxin đã trở thành những khu vực núi uốn nếp. Cấu trúc uốn nếp hecxinit cũng được hình thành ở đông bắc Mỹ và ở đông Úc. Những vùng cấu trúc hecxinit đã như những mối hàn khổng lồ nối liền các lục địa ở bán cầu bắc, ít nhất là lục địa Âu — Á, thành một khối thống nhất. Cũng có những dẫn liệu không trực tiếp đề nghị về sự hình thành cả một lục địa bao la ở bán cầu bắc từ Bắc Mỹ qua Âu sang Á do sự gắn liền các nền cổ bằng những cấu trúc uốn nếp của các đai địa mảng Đại Tây Dương, Uran — Mông Cổ và một phần của đai địa mảng Địa Trung Hải. Sự hình thành một lục địa rộng lớn bao la ở bán cầu bắc tất nhiên đã gây những biến đổi lớn lao về hoàn cảnh địa lý tự nhiên của thế giới lúc đó.

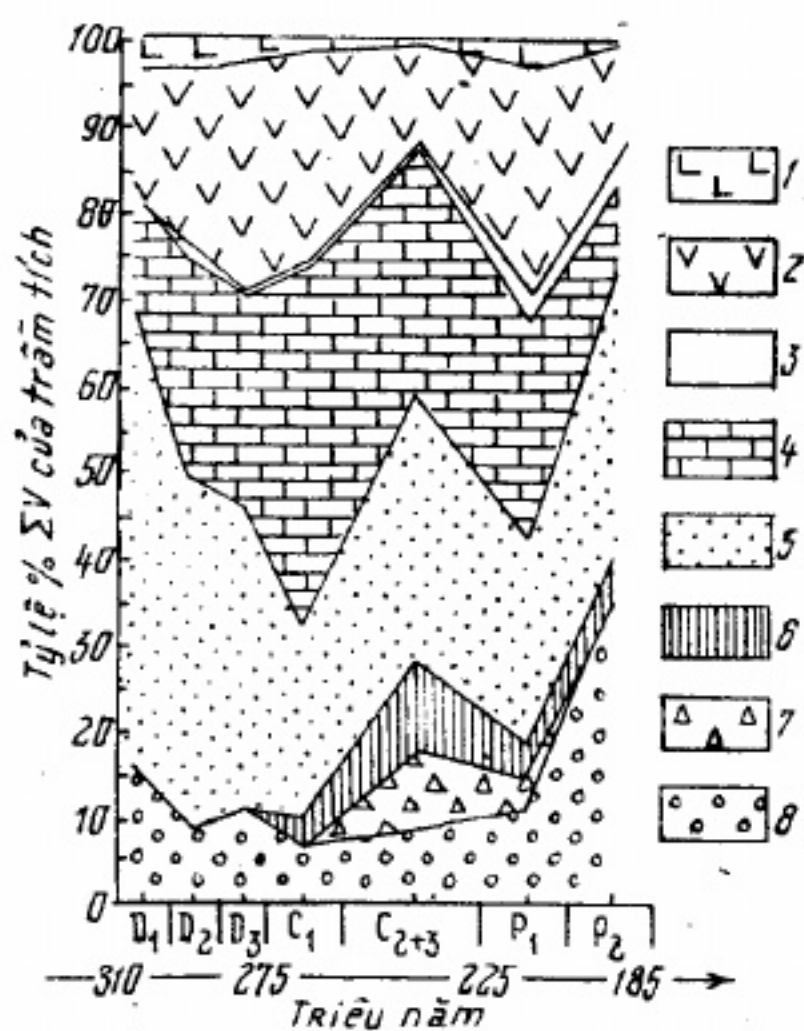
NHỮNG BIẾN ĐỔI VỀ ĐIỀU KIỆN ĐỊA LÝ TỰ NHIÊN

Trong Paleozoi sớm đã có sự phân đới khí hậu ấm và lạnh, khô hạn và ẩm. Những dẫn liệu cho kết luận đó là dựa vào sự phân bố của các loại thành hệ trầm tích đặc trưng. Cho đến nay khoa học địa chất chưa đủ tài liệu để có thể vạch được ranh giới rõ ràng của các đới khí hậu trong Paleozoi. Nguyên nhân của sự phân đới khí hậu khi đó khác với ngày nay cũng chưa được làm sáng tỏ mà mới chỉ có những giả định khoa học.

Những tư liệu về điều kiện cổ khí hậu trong Paleozoi muộn được tích lũy nhiều hơn, tính chất phân đới khí hậu thể hiện rõ nét hơn so với Paleozoi sớm. Ngay trong kỷ Devon đã có sự phân biệt khá rõ nét của sáu đới khí hậu: 1) đới khí hậu ấm và ẩm phía bắc; 2) đới khô hạn bắc; 3) nhiệt đới ẩm; 4) đới khô hạn nam; 5) đới ẩm ẩm phía nam và 6) đới lạnh nam. Tính chất các đới này vẫn duy trì trong các kỷ Cacbon và Pecmi, tuy ranh giới của chúng có thay đổi nhiều

Thời kỳ bắt đầu và thời kỳ kết thúc của chu kỳ hecxin, tức là Devon sớm và Pecmi muộn, thể hiện rõ nét điều kiện khô hạn khá phổ biến trên thế giới, ranh giới của đới khí hậu này mở rộng hơn hẳn ở các thời kỳ khác. Thí dụ cả vùng Tây Âu kéo xa về phía bắc đến tận vùng Pribaltic trong Devon sớm là lục địa khô hạn hình thành trầm tích lục địa màu đỏ (cát kết đỏ cũ). Sự phổ biến rộng rãi của khí hậu khô nóng trong Devon sớm và Pecmi muộn có lẽ liên quan trực tiếp với sự hình thành lục địa rộng lớn do quá trình uốn nếp — tạo núi caledoni và hecxin.

Từ cuối Devon và đặc biệt trong Cacbon điều kiện khí hậu thay đổi khác hơn, đới khí hậu ẩm và ẩm mở rộng, còn đới khí hậu khô nóng bị thu hẹp hẳn. Tính chất ưu trội của đới khí hậu ẩm và ẩm cũng như đới khí hậu nhiệt đới ẩm thể hiện rõ nét hơn. Đới khí hậu nhiệt đới ẩm ướt được mở rộng và so với ở Paleozoi sớm thì lui hơn về phía nam, kéo dài từ trung tâm Bắc Mỹ qua Tây Âu, Bắc Phi, qua nam Liên Xô, Tây Á, Đông Nam Á và Trung Quốc. Tính ưu trội của đới khí hậu ẩm và nhất là hai đới khí hậu nhiệt đới ẩm thể hiện rõ nét ở sự phát triển phong phú của các trầm tích cacbonat, quặng sắt, boxit và đặc biệt là than đá. Sự phát triển phong phú của thực vật đã tạo nên những khoáng sàng than đá rất lớn chạy từ Bắc Mỹ qua Tây Âu, Cuzhat, Trung Quốc v.v... Sự phân đới khí hậu cũng thể hiện khá rõ trong bản đồ phân bố cổ địa lý thực vật kỷ Cacbon của Krishtofovich (h. 10-6). Đồng thời với sự phát triển của thực vật tạo than là sự phát triển số lượng của trầm tích cacbonat chủ yếu do sản phẩm của sinh vật ưa khí hậu ẩm. Khối lượng chủ yếu của trầm tích cacbonat và than trong Paleozoi muộn tập trung trong các trầm tích Cacbon và Pecmi hạ (xem sơ đồ 12-3).



Hình 12-3. Sơ đồ thay đổi các thành hệ trầm tích ở Paleozoi muộn (theo Ronop và Khain).

Ký hiệu các thành hệ: 1. phun trào lục địa; 2. phun trào ngầm dưới nước; 3. muối thạch cao; 4. cacbonat; 5. biển lục nguyên; 6. chứa than; 7. tilit; 8. lục địa (màu đỏ, thô vụn).

• Khí hậu ôn đới ẩm phía bắc bao gồm tây bắc Canada, Sibêri và đông bắc Liên Xô. Ở đây cũng thành tạo các khoáng sàng than đá. Thực vật của đới khí hậu này khác với khí hậu nhiệt đới là có vòng gỗ hàng năm chứng tỏ có sự phân chia mùa nóng lạnh trong năm. Khí hậu ôn đới ẩm phía nam bao trùm đại bộ phận lục địa Gôngva. Nằm giữa nhiệt đới và ôn đới của mỗi bán

cầu là đới khí hậu khô hạn thành tạo trầm tích lục địa màu đỏ, dolomit, thạch cao, muối mỏ v.v... Đới khí hậu này mở rộng vào đầu Devon và cuối Pecmi. Khối lượng trầm tích lục địa màu đỏ thể hiện trên sơ đồ 12-3 cũng nói lên điều đó. Cuối cùng, trong Cacbon còn có điều kiện khí hậu địa cực thành tạo trầm tích tilit ở Nam Mỹ, Nam Phi, Ấn Độ và Úc.

Như vậy sự phân đới khí hậu trong Paleozoi muộn đã thể hiện rõ nét và khác hẳn với sự phân đới khí hậu trên bề mặt quả đất hiện nay. Nguyên nhân của sự khác nhau đó cho đến nay chưa được giải quyết, chúng ta chỉ điếm qua một vài cách giải thích có tính chất giả định của một số học giả. Trước hết là giả thuyết trôi dạt lục địa của Vegene, theo thuyết này thì khối vỏ Sial của quả đất có thể di động, trôi dạt trên nền Sima. Do đó trong những thời gian lịch sử địa chất khác nhau khối vỏ Sial có thể ở những vị trí vĩ độ khác nhau, nên có sự phân đới khí hậu khác nhau. Dựa vào hình thái bờ biển, thuyết này cho rằng vào Paleozoi muộn Nam Mỹ còn dính liền với châu Phi và Ấn Độ, Úc, Nam cực cũng liền thành một khối, khi đó khối lục địa này ở vào đới địa cực nam nên có khí hậu lạnh, tạo trầm tích tilit. Thuyết trôi dạt lục địa gần đây được làm sống lại, có thêm một số biến luận mới thuyết này được ~~truyền truyền~~ khá rầm rộ trên báo chí dưới các tiêu đề « kiến tạo mảng », « sự di chuyển kỳ diệu của các lục địa » v.v...

Giả thuyết thứ hai là sự thay đổi địa cực do nguyên nhân nào đó trong chuyển động của quả đất. Theo đó thì vào Paleozoi muộn Nam cực ở vào khoảng rìa nam của châu Phi.

Cách giải thích thứ ba về sự phân đới khí hậu của Paleozoi muộn khác với ngày nay là quan niệm của Shubec. Theo quan niệm này thì sự khác biệt của điều kiện khí hậu trong Paleozoi muộn là do sự phân bố khác biệt của biển và lục địa, độ cao của lục địa phương nam và đặc biệt là sự khác biệt của hải lưu so với hiện nay. Tất cả những nguyên nhân đó tạo nên khí hậu giá lạnh của lục địa Gonvana trong Paleozoi muộn. Tất cả ba giả thuyết trên đều chưa đủ cơ sở khoa học thuyết phục và nguyên nhân của sự khác biệt trong Paleozoi muộn vẫn là vấn đề chưa được giải quyết chừng nào khoa học địa chất chưa tích lũy đầy đủ cứ liệu khoa học khách quan.

Một vấn đề lớn thứ hai của điều kiện địa lý tự nhiên trong Paleozoi muộn là tính chất của sinh quyển và liên quan đến sinh quyển là tính chất của môi trường sống, của thành phần khí quyển.

Lần đầu tiên trong lịch sử vỏ quả đất, thực vật trên cạn phát triển phong phú và rầm rộ, đồng thời động vật trên cạn cũng tiến triển và phân bố rộng rãi. So với trước kia thì sự phát triển phong phú của thực vật trong Paleozoi muộn đã phải làm thay đổi nhiều đến thành phần khí quyển để đạt sự cân bằng mới trong tỉ lệ các thành phần. Nhu cầu hoạt động của thực vật đã thu

hút một lượng khổng lồ cacbonic trong không khí và trả lại cho khí quyển lượng oxy cũng rất khổng lồ. Sự tăng cường tỉ lệ oxy tất nhiên dẫn đến đầy mạnh tốc độ phong hóa, vì chúng ta đã biết chính oxy là một trong các tác nhân quan trọng của quá trình phong hóa hóa học. Cùng với quá trình phát triển rõ rệt của thực vật, quá trình phong hóa tăng cường dẫn đến sự thay đổi hiển nhiên của bề mặt của thạch quyển, lớp vỏ những hình thành nhanh chóng. Vậy là chính điều kiện khí hậu thuận lợi đã là một trong những tác nhân quan trọng cho sự phát triển của thực vật. Sự phát triển phong phú của thực vật lại có tác dụng quan trọng cho sự thay đổi lớp bề mặt của thạch quyển, thay đổi thành phần khí quyển, thúc đẩy sự phát triển của động vật trên cạn, vì trước hết thực vật là nguồn thức ăn cho đại bộ phận động vật trên cạn lúc đó. Mỗi quan hệ hữu cơ của các tác nhân trên đây đã đưa đến sự thay đổi cảnh quan của thế giới lúc đó.

KHOÁNG SẢN

Trầm tích Paleozoi giàu khoáng sản có liên quan về nguồn gốc với cả macma và trầm tích. Trong chương 8 chúng ta đã có dịp nói đến đá của Paleozoi hạ không giàu khoáng sản lắm, như vậy nguồn khoáng sản giàu có của Paleozoi chủ yếu có liên quan đến các thành hệ trầm tích và macma tuổi Paleozoi muộn.

Khoáng sản nguồn gốc trầm tích trong Paleozoi sớm chỉ có một số muối mỏ, dầu mỏ trong thành hệ kiểu nền, fotforit, mangan v.v... Trầm tích Paleozoi thượng chứa nhiều khoáng sản trầm tích hơn, trước hết phải kể đến các khoáng sản nhiên liệu, sau đó là nhiều quặng sắt, fotforit, boxit, muối mỏ v.v...

Dầu mỏ và khí đốt liên quan với các thành hệ trầm tích biển, được phát hiện nhiều trong các trầm tích tuổi Devon, Cacbon và Pecmi ở phía đông nền Đông Âu, Tây Sibêri, Bắc Mỹ v.v...

Than đá là một trong những loại khoáng sản lớn của trầm tích Paleozoi. Những mỏ than đá đầu tiên được hình thành vào cuối Devon, nhưng khối lượng chủ yếu của than đá Paleozoi được thành tạo trong kỷ Cacbon và đầu kỷ Pecmi. Người ta đã tính rằng khoảng một nửa trữ lượng các mỏ than trên thế giới được thành tạo trong Paleozoi muộn. Than đá của Paleozoi muộn có đặc điểm là phần lớn có chất lượng cao, các mỏ thường có trữ lượng lớn vì đó là loại than paralit có bề dày vừa lớn và ổn định trong khoảng diện tích lớn. Những khoáng sàng than đá có trữ lượng hàng trăm và thậm chí tới một vài nghìn tỷ tấn được thành tạo trong điều kiện nền hoặc những miền trũng giữa khu vực núi caledonit và hecxinit. Đó là những khu mỏ lớn ở Bắc Mỹ (Apalat, Illinois, Michigan và Mitcontinen), ở Tây Âu (khu vực bể than chạy dài từ nam Anh qua Pháp — Bỉ — Đức — Ba Lan), ở Đông Âu (Đonbat, Mascova), ở Sibêri (Cuzbat), Trung Quốc (Khai Bình — Thái Nguyên v.v...), Bắc Phi.

Muối mỏ được thành tạo nhiều trong trầm tích Devon và Pecmi ở Tây Âu, Tây Uran, Trung Quốc, Ấn Độ v.v... Những khu mỏ muối khổng lồ đã trở thành một trong những cơ sở kỹ nghệ hóa học lớn của Đức, Ba Lan v.v...

Nhiều khoáng sàng quặng trầm tích được thành tạo trong Paleozoi mà chủ yếu là Paleozoi muộn. Trước hết phải kể đến những khoáng sàng sắt trầm tích và boxit. Khoáng sàng boxit tuổi Pecmi ở Đông Bắc Việt Nam được coi là thuộc loại mỏ lớn của thế giới. Nhiều loại quặng sắt có nguồn gốc liên quan với hoạt động trầm tích — phun trào cũng được thành tạo trong Paleozoi muộn như hematit — samuzit và pyrit v.v... Có lẽ mỏ sắt Tòng Bá — Bắc Mê (Hà Giang) cũng thuộc loại hình này và được thành tạo trong Devon. Ngoài ra trầm tích chứa mangan cũng khá phổ biến trong Paleozoi thượng. Nhiều khu mỏ sắt, mangan có liên quan với hoạt động trầm tích — phun trào phổ biến trong các khu vực hecxinit ở Tây Âu (Acđen, Ren, Sudet), ở Uran, Cazactan, v.v... Trong trầm tích Devon — Cacbon của Việt Nam cũng phát hiện nhiều mangan ở Tuyên Quang, Cao Bằng v.v..., có nơi thành mỏ có giá trị như ở Trùng Khánh thuộc Cao Bằng.

Khoáng sản nguồn gốc macma được thành tạo nhiều trong Paleozoi. Nhìn trên phạm vi toàn thế giới mức độ hoạt động macma của chu kỳ kiến tạo hecxin mạnh mẽ và phổ biến rộng lớn hơn nhiều so với chu kỳ caledoni, do đó khoáng sản nguồn gốc macma ở Paleozoi muộn so với Paleozoi sớm cũng phong phú hơn nhiều. Các khoáng sàng kim loại đồng, kền, cromit, titan, coban liên quan với xâm nhập bazơ ở nhiều nơi như Uran, Bắc Mỹ, Saian — Antai v.v...

Khoáng sàng kim loại liên quan với xâm nhập axit (granitoit) gồm các hình loại mỏ do quá trình biến chất trao đổi tiếp xúc và các mỏ liên quan đến hoạt động nhiệt dịch và khí hóa. Đó là những khoáng sàng kim loại màu và kim loại hiếm như vàng, bạc, thiếc, kẽm, thủy ngân ở Uran, Thiên Sơn, Antai, Tây Âu, Đông Úc, Bắc Mỹ v.v...

Chương 13

KỶ TRIAT

Kỷ Triat là kỷ đầu tiên của nguyên đại Trung sinh (= Mezozoi). Mức độ nghiên cứu các kỷ trong nguyên đại Trung sinh tương đối đồng đều và khá chi tiết, do di tích sinh vật để lại trong trầm tích khá phong phú, các mặt cắt địa chất ít bị hủy hoại.

Năm 1840 Đ. Philip lập ra nguyên đại Mezozoi bao gồm ba kỷ là Triat, Jura và Krêta. Sự phân chia này được thông qua ở Hội nghị Địa chất quốc tế lần thứ II, họp năm 1881, ở Bôlônhrơ và tồn tại cho đến nay.

Trong nguyên đại Trung sinh giới sinh vật trên cạn phát triển mạnh mẽ. Chim và động vật có vú bắt đầu xuất hiện làm cho thành phần sinh giới gần gũi dần với hiện nay. Bò sát phát triển mạnh mẽ nhất, có những con vật kích thước khổng lồ. Ở dưới nước phong phú các cá, chân riu và tên đá. Về thực vật, phát triển phong phú các đại biểu hạt trần.

Trong Trung sinh nền Gonvana ở bán cầu nam vẫn tồn tại và bị phân tách dần. Ở bán cầu bắc, nền Angara cũng bị chia cắt và đến cuối Trung sinh bộ mặt trái đất đã có hình dạng gần gũi dần với hiện nay. Chuyển động kiến tạo chủ yếu trong Trung sinh thuộc chu kỳ kimêri.

Kỷ Triat kéo dài khoảng 45 triệu năm. Kỷ này do F. Anbecti phân định năm 1834, dựa vào loạt trầm tích ở vùng trung tâm nước Đức. Theo mặt cắt này, mà về sau được gọi là « kiểu mặt cắt Đức », hệ Triat bao gồm một loạt ba thành phần, phân biệt nhau từ dưới lên trên về đặc điểm trầm tích (do đó tên của hệ gọi là Triat = Trias có nghĩa là ba phần):

1. Cát kết sặc sỡ hay Bunsansten
2. Đá vôi vỏ sò ốc hay Musencan
3. Sét vôi dạng dải hay Kéupơ.

Trong ba phần này chỉ có phần giữa là trầm tích biển, còn hai phần kia là trầm tích lục địa hay vùng vịnh. Vì vậy, tuy kiểu mặt cắt này phân bố tương đối rộng ở châu Âu, nó vẫn không được coi là điển hình cho Triat vì khó liên hệ với các vùng khác.

Mặt cắt Triat về sau được chọn làm điển hình là mặt cắt phân bố ở khu vực Địa Trung Hải (vùng núi Anpơ), nơi phát triển một biển địa máng trong kỷ Triat. Hệ Triat ở đây bao gồm một loạt dày các trầm tích biển chứa phong phú hóa thạch các cá, dễ liên hệ với các vùng khác. Mặt cắt này gọi là « kiểu mặt cắt Anpơ » được chia nhỏ và liên hệ với kiểu Triat Đức như sau (xem trang 305).

Sự phân chia của kiểu mặt cắt Anpơ hiện được sử dụng chung trên thế giới, nhưng cũng không hoàn toàn thống nhất. Bậc Ret ở Pháp và Anh được xếp vào chân của hệ Jura. Trong khi đó thống Triat hạ chưa được chia nhỏ. Bitne đề nghị chia thống này làm hai bậc là Sêizi và Campin (1). Năm 1956 L. Kiparixova và Yu. Popop đề nghị chia làm hai bậc là Indi và Olenec (2). Cả hai cách chia này đều chưa được Hội nghị địa chất quốc tế thông qua.

(1) Trong mặt cắt Triat vùng Nam Anpơ (ở nước Áo), Bitne (Bittner, 1896) chia Triat hạ (đá phiến Werfen) làm hai tầng là Sêizi và Campin.

(2) Indi — theo tên sông Indus (sông Ấn) ở Pakistan. Olenec — theo tên sông Olenec (Оленек) ở đông bắc Liên Xô. Mỗi bậc (Indi và Olenec) ứng với 7 đời từ dưới lên trên trong 14 đời *Ammonites* của Sythi.

<i>Thống</i>	<i>Bậc theo mặt cắt kiểu Anpo</i>	<i>Mặt cắt kiểu Đức</i>
Triat thượng	Ret (1) Nori (2) Cacni (3)	Keupơ (Keuper)
Triat trung	Lađin (4) Anizi hay Viaglori (5)	Musencan (Muschelkalk)
Triat hạ	Vecfen hay Sythi (6)	Bunsansten (Buntsandstein)

THẾ GIỚI SINH VẬT

Trong kỷ Triat lục địa được mở rộng rất đáng kể, trên đó phổ biến chế độ khí hậu rất khô hạn. Ở các lục địa khô nóng, hiếm hoi nước ngọt, cũng như trong các biển rìa lục địa thường có độ mặn cao hơn mức bình thường đã diễn ra một trong những cuộc khủng hoảng lớn lao nhất của lịch sử thế giới sinh vật.

Ở dưới biển lớp bọt ba thùy, bộ trùng thoi, phụ lớp san hô vách dày, san hô bốn tia bị tiêu diệt; ngành tay cuộn giảm hẳn ý nghĩa, chỉ còn lại một số đại biểu ít ý nghĩa địa tầng. Nhiều nhóm mới xuất hiện hoặc phát triển phong phú hơn hẳn trước. San hô sáu tia xuất hiện, lớp chân riu phát triển phong phú và đặc biệt trong thượng bộ cục đá của lớp chân đầu các đại biểu có đường thùy kiểu *Ceratites* điển hình nảy nở mạnh mẽ, đồng thời với sự xuất hiện của những đại biểu đầu tiên có đường thùy kiểu *Ammonites*, làm cho các dạng của thượng bộ này đóng một vai trò rất quan trọng trong địa tầng học.

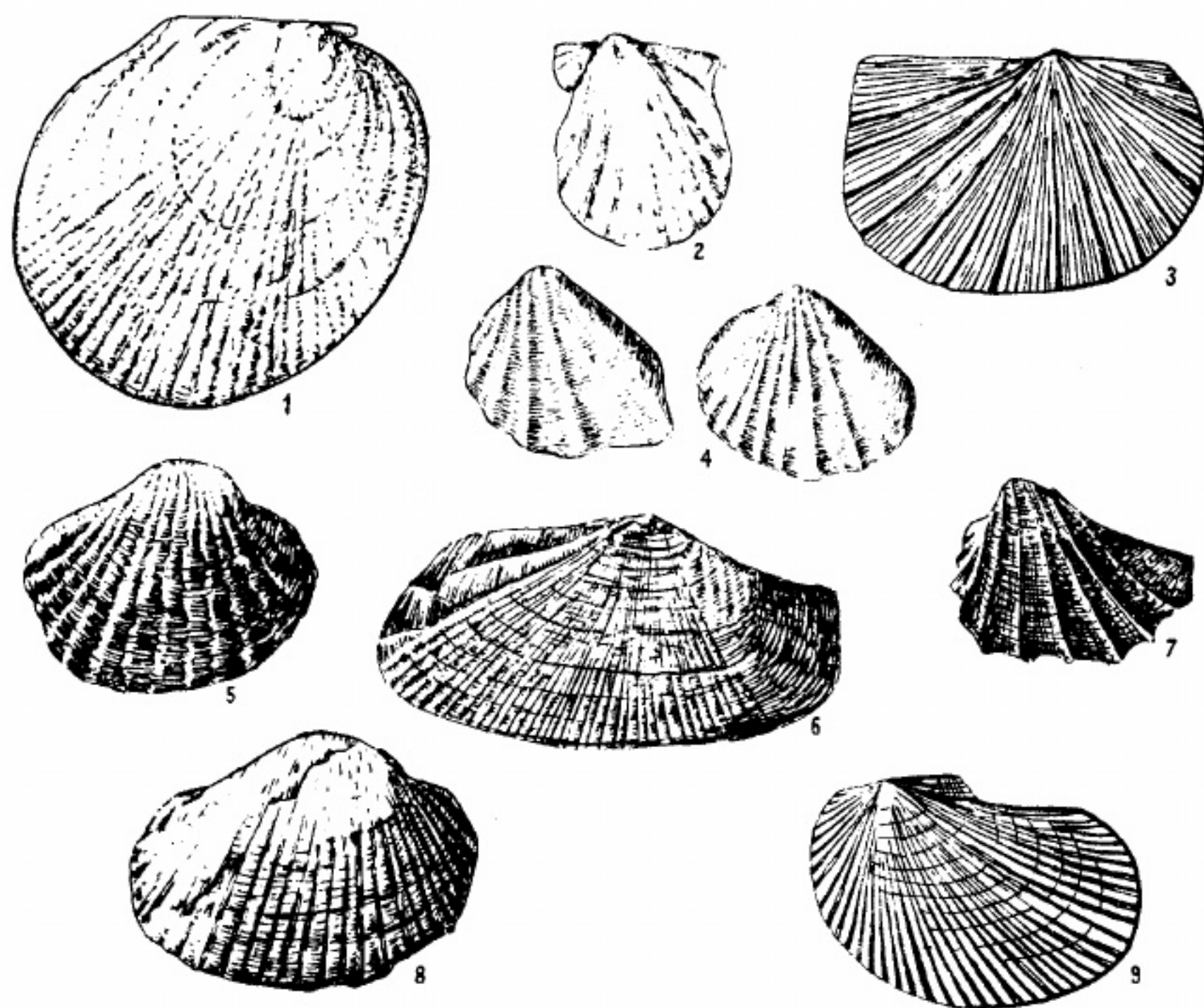
Trên cạn thực vật nghèo hẳn đi vì điều kiện khắc nghiệt của khí hậu. Phát triển các đại biểu của thực vật hạt trần. Trong giới động vật các bò sát phong phú dần và bắt đầu xuất hiện động vật có vú, to cỡ con thỏ hiện nay.

1. Theo tên vùng Alpes Rhaetic; 2. Theo tên tỉnh của La Mã cổ: Norium; 3. Theo tên vùng Alpes Carnic; 4. Theo tên bộ tộc Lađin ở vùng Tyron của Áo; 5. Theo tên sông Enns (tiếng La tinh là Anisus) và đèo Virgloria ở Áo; 6. Theo tên vùng Werfen ở Áo và tên các bộ tộc cổ sống ở rìa bắc Biển Đen (Scythi = Skythai).

ĐỘNG VẬT BIỂN

Thân mềm

Lớp chân riu bắt đầu một giai đoạn phát triển mới khá rầm rộ (h. 13-1).



Hình 13-1. Một số hóa thạch chân riu của Triat.

1. *Claraia stachei* Bittner; 2. *Eumorphotis spinicosta* Witt; 3. *Daonella lomimeli* Wisman; 4. *Myophoria innaequicostata* Klips.; 5. *Palaeocardita globiformis* Boettg.; 6. *Burmesia lirata* Healey; 7. *Myophoria napengensis* Healey; 8. *Cardium vietnamicum* Vukhuc; 9. *Monotis salinaria* Schlotheim.

Thuộc bộ răng dầy thường gặp các đại biểu của giống *Nucula* và *Leda*. Nhưng đặc trưng hơn cả cho Triat là các đại biểu của bộ cơ không đều. Trong số này ta thấy có các giống *Claraia*, *Eumorphotis* trong Triat sớm, các giống *Daonella*, *Halobia*, *Cassianella*, *Monotis* trong Triat trung và Triat muộn. Bộ răng xê có *Myophoria*, bộ răng khác có *Cardita*, *Trigonodus* và bộ răng chằng có *Pleuromya*, *Burmesia*. Ngoài ra còn bắt đầu xuất hiện những dạng báo hiệu sự ra đời của bộ vỏ giáp, rất đặc trưng cho các kỷ Jura và Krêta.

Ở Việt Nam trong trầm tích Triat hóa thạch chân riu cũng rất phong phú và đa dạng, do đó chúng có ý nghĩa địa tầng lớn hơn cả so với các lớp khác.

Lớp chân đầu bắt đầu phát triển mạnh mẽ với nhiều đại biểu của thượng bộ cục đá. Ta đã thấy các dạng có đường thùy kiểu *Ceratites* xuất hiện từ Paleozoic muộn, nhưng chỉ tới Triat chúng mới phong phú và chiếm ưu thế trong thế giới cục đá. Đồng thời cũng ở Triat bắt đầu xuất hiện các dạng có đường thùy kiểu *Ammonites* (h. 13-2).

Trong số các dạng có đường thùy kiểu *Ceratites* có những giống xuất hiện từ Triat sớm như *Otoceras*, *Ophiceras*, *Dieneroceras*, *Tirolites*. Có những giống sang Triat giữa mới xuất hiện như *Ceratites*, *Paraceratites*, *Prohungarites*, *Nicomedites*; một số giống sang Triat muộn còn thấy tồn tại như *Juvalites*. Bắt đầu từ Triat muộn xuất hiện các dạng có đường thùy kiểu *Ammonites* như *Trachyceras*, *Protrachyceras*, *Tropites*, *Arcestes*, *Pinacoceras* v.v...

Tất cả các giống kể trên thuộc vào những họ bị tiêu diệt hết trong kỷ Triat, chỉ có một họ có sức vượt sang Jura là họ *Monophyllitidae*.

Động vật chân đầu trong Triat tiến hóa nhanh nên hóa thạch của chúng có ý nghĩa địa tầng lớn. Ở Việt Nam, ngoài một số tầng chứa những phức hệ chân đầu phong phú, còn có nhiều tầng có chứa hóa thạch này nằm cùng với các dạng chân riu. Chính chúng đôi khi đóng vai trò quyết định trong việc xác định tuổi các trầm tích như hệ tầng Cò Nòi chứa *Tirolites*, đá vôi Đồng Giao chứa *Paraceratites* v.v...

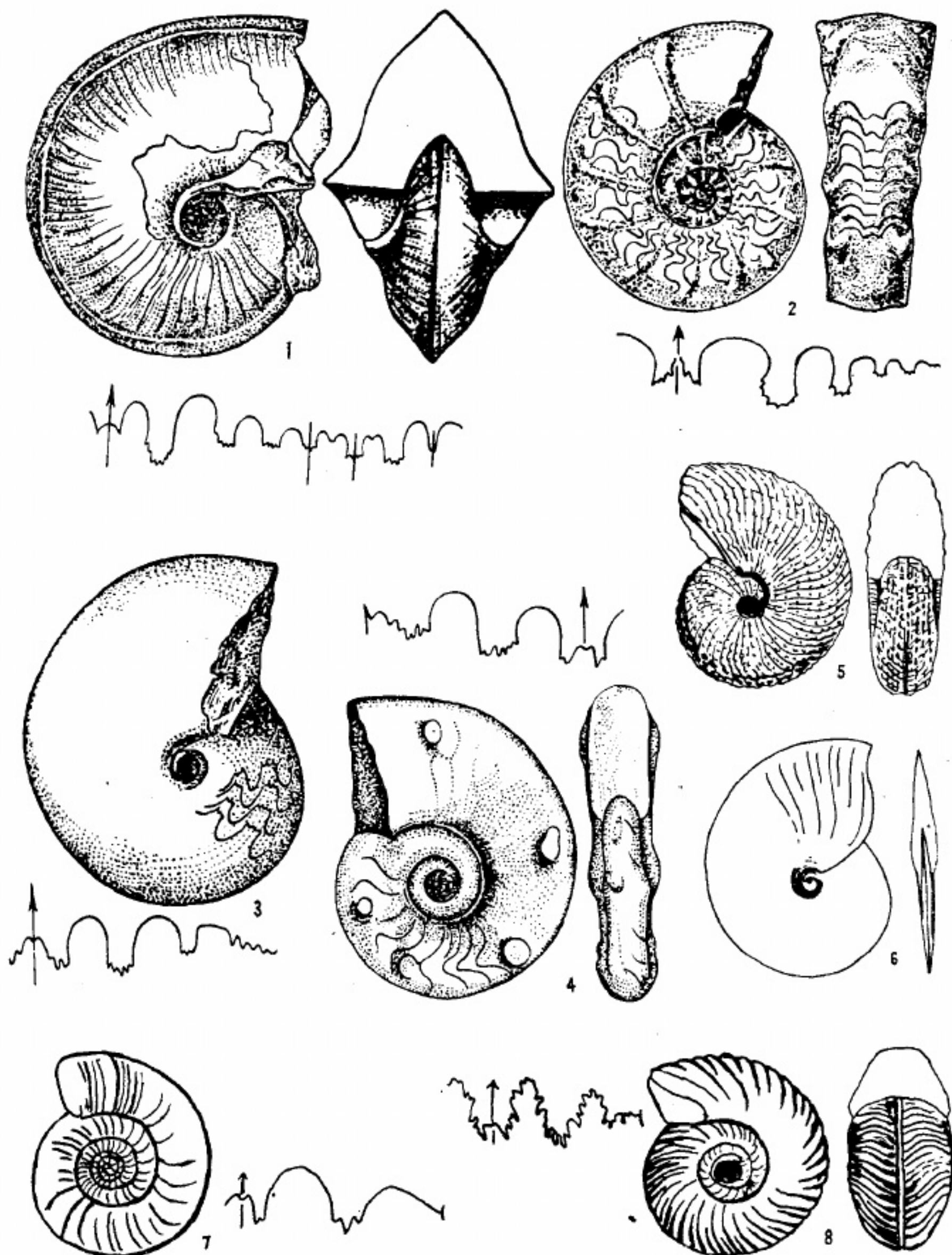
Trong Triat còn có trùng lỗ, san hô, tay cuộn nhưng chúng đã bị giảm thoái rõ rệt so với kỷ Pecmi (h. 13-3).

Trùng lỗ. Bộ trùng thoi đã bị tiêu diệt hết, chỉ còn bộ *Lagenida* gồm: *Nodosaria*, *Dentalina*. Ở Việt Nam và Trung Quốc trong một số hệ tầng đá vôi Triat giữa cũng tìm được các đại biểu của bộ này gồm: *Nodosinella* và *Troceramminoides*.

San hô. Về cơ bản san hô bốn tia và san hô vách dày đã bị tiêu diệt vào cuối Pecmi. Bắt đầu từ Triat giữa thấy xuất hiện nhiều san hô sáu tia. Trong số này có *Thecosmilia*, *Palaeastrea*, *Thamnasteria* sống quần thể, *Conophyllia* và *Montlivaultia* sống đơn thể.

Tay cuộn. Cuối Pecmi đại bộ phận đã tiêu diệt như các đại biểu của *Productida*, *Orthida* v.v... Bộ *Spiriferida* phần lớn cũng đã mất hút. Sang Triat chỉ còn lại các dạng có gờ thuộc thượng họ *Rhynchonellacea* như: *Halorella*, *Rhynchonella*; các dạng nhẵn thuộc thượng họ *Terebratulida* như: *Coenothyris*, *Aulacothyris*, *Rhaetina*.

Ngoài những nhóm kể trên, động vật biển Triat còn gồm có một vài nhóm giáp xác, chân bụng, huệ biển và cầu gai. Hóa thạch của các nhóm này thường ít ý nghĩa địa tầng. Ngoài ra còn thấy cá ở mức độ đã khá phát triển.



Hình 13-2. Một số hóa thạch chân đầu của Triat.

1. *Oloceras woodwardi* Griesbach ; 2. *Ceratiles nodosus* (Brugière) ; 3. *Meekeoceras gracilitalis* White ; 4. *Tirolites idrianus* (Hauer) ; 5. *Trachyceras aon* Munster ; 6. *Pinacoceras metternichi* (Hauer) ; 7. *Columbites parisiensis* Hyatt et Smith ; 8. *Tropilites subbulatus* Hauer.



Hình 13-3. Một số hóa thạch Triat.

San hô (1-2) : 1. *Montlivaultia* sp. ; 2. *Thamnasteria rectilamellosa* (Winkler).

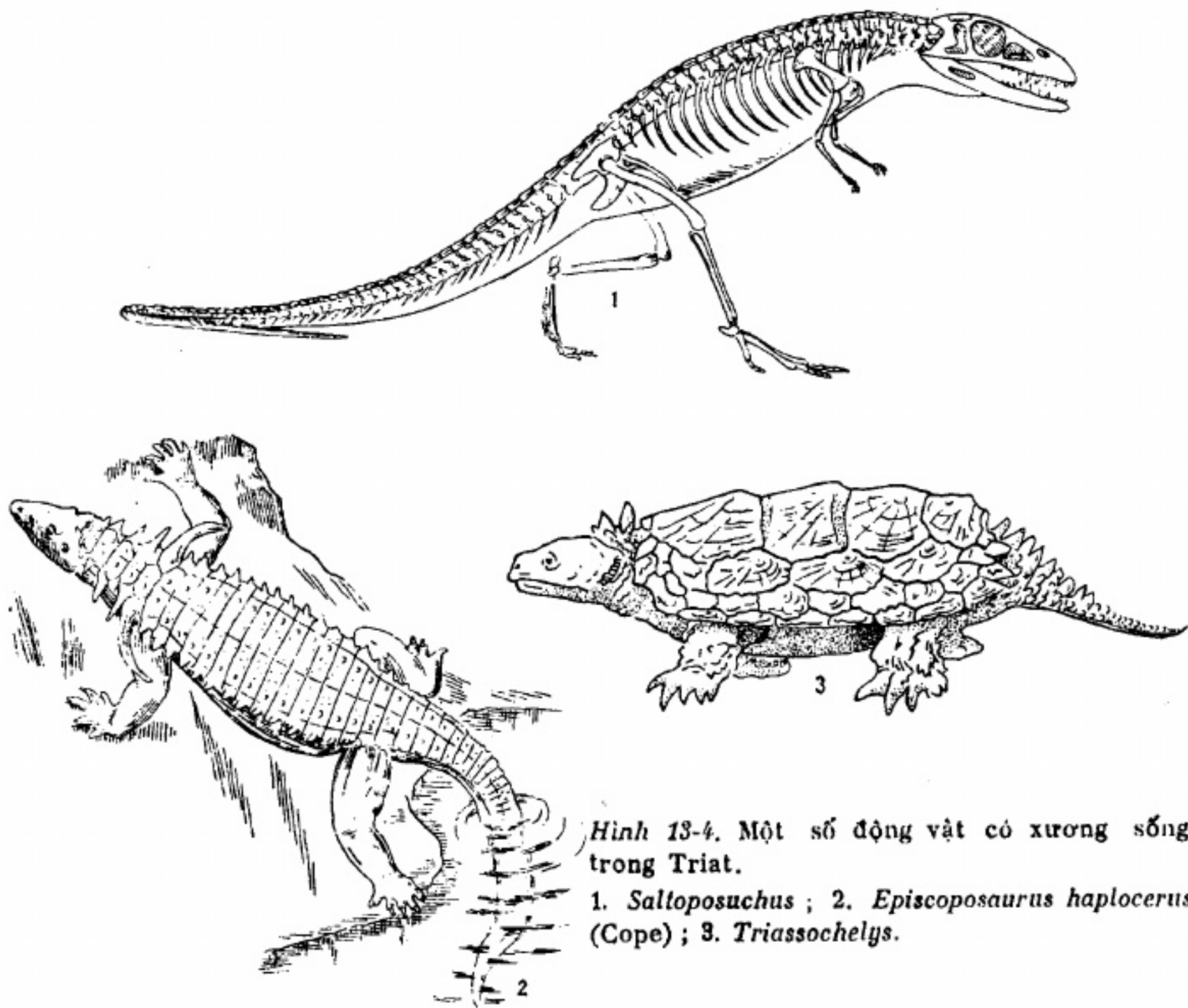
Thực vật (3-4) : 3. *Schizoneura* sp. ; 4. *Pterophyllum jaegeri* Brongniart.

ĐỘNG VẬT TRÊN CẠN

Trong kỷ Triat, đáng chú ý là sự phát triển ngày một mạnh mẽ của các động vật có xương sống, đặc biệt là bò sát, chuẩn bị cho bước phát triển cực thịnh của chúng vào Jura và Krêta.

Lưỡng cư (h. 13-4) còn lại các đại biểu cuối cùng có kích thước lớn. Sự tiến hóa của lưỡng cư từ Pecmi sang Triat có những bước liên tục : xương sọ của chúng dẹp dần và vòm miệng rộng dần. Đã nhặt được hóa thạch của *Mastodonsaurus*, xương sọ hình ba cạnh dài tới 1m ; *Lyrocephalus*, rất nhiều trong Triat hạ ở Groenlên cùng với cá và cóc đá. Bọn này có lẽ ở trên bờ và thường bơi kiếm ăn dưới biển.

Bò sát chiếm ưu thế trong số động vật trên cạn. Đáng chú ý có nhóm *Dinosaurus* — « thần lằn khủng khiếp », mà dựa vào cấu tạo xương hông người ta phân làm hai nhánh : nhánh hông thần lằn (*Saurischia*) và nhánh hông chim (*Ornithischia*).



Hình 13-4. Một số động vật có xương sống trong Triat.

1. *Saltoposuchus* ; 2. *Episcoposaurus haplocerus* (Cope) ; 3. *Triassochelys*.

Trong số Dinosaurus hông thần lằn, có các đại biểu của : *Plateosaurus*, *Thecodontosaurus*, *Procompsognathus*, tuổi Triat muộn. Đó là những động vật dài từ 1—8m, cổ và đuôi dài, linh động ; chân trước rất ngắn và yếu hẳn so với chân sau, bàn chân 5 ngón có móng. Như vậy nhóm thần lằn này là những bò sát đứng trên hai chân, một điều khác hẳn so với bò sát Pecmi.

Một bước quan trọng trong lịch sử tiến hóa của thần lằn là sự quay trở lại sống dưới nước của một số nhóm như *Plesiosauria*, *Ichthyosauria*. Trong một số trường hợp, như ở *Ichthyosaurus* sự thay đổi hình dạng bề ngoài diễn ra khá xa và con thần lằn đã có vẻ một con cá (sự đồng qui hình thái). Da của chúng trơn nhẵn, đuôi ngắn lại hình đuôi cá, trên sống lưng và một phần trên đoạn đuôi xuất hiện các nếp gấp của da hình thành các vảy lẻ.

Động vật có vú trong Triat bắt đầu xuất hiện những đại biểu đầu tiên. Đó là những con vật khá nhỏ, thuộc vào những nhóm hạ đẳng, đẻ trứng và có lẽ có túi. Răng của chúng có khi ba mẫu, có khi nhiều mẫu.

THỰC VẬT

Ở dưới biển, thực vật Triat chỉ còn bảo tồn lại các di tích của tảo lục.

Ở trên cạn, thành phần của thực vật đã mang đặc điểm hoàn toàn mới, đặc trưng cho Mesozoi, trong đó chiếm ưu thế có tuế (*Cycadales*), bạch quả (*Ginkgoales*) và quả nón (*Coniferales*). Đến cuối của kỷ xuất hiện á tuế (*Benettitales*). Trong số tuế Triat rất đặc trưng có *Pterophyllum* (h. 13-3), về bạch quả có *Baiera*, về quả nón có *Voltzia*. Cảnh những dạng Mesozoi điển hình này còn rất ít những dạng Paleozoi sót lại, vì thực vật Paleozoi đã biến đổi ngay từ Pecmi muộn và thực vật Pecmi muộn đã mang đặc điểm Mesozoi.

Trong ngành *Pterydophyta* chỉ phát triển các dương xỉ thuộc họ *Dipteridaceae*, Đó là loại thực vật gió mùa, gồm những giống quen thuộc như *Clathropteris*, *Taeniopteris*. Nhóm dương xỉ này phát triển rộng rãi trong Triat muộn ở Đông Dương, Trung Quốc, Nhật Bản và Triều Tiên.

Theo A.A. Borixiac, biển Triat có thể phân làm ba khu hệ động vật địa lý: khu hệ Địa Trung Hải bao gồm toàn bộ biển Têtit cùng các biển rìa lục địa có liên quan với nó và phát triển ảnh hưởng về phía tây đến Bắc Mỹ; khu hệ Bắc từng thời kỳ có thể bao gồm cả phần bắc châu Á, Bắc Mỹ và khu hệ Thái Bình Dương. Khu hệ Địa Trung Hải lại chia làm nhiều tỉnh: tỉnh Anpơ gồm phụ tỉnh Đức, phụ tỉnh Ấn Độ v.v... Ở các khu hệ khác sự phân chia kém rõ ràng hơn.

« Các dạng chỉ đạo của những khu hệ này là động vật chân đầu. Trong thế đầu của kỷ, khu hệ Địa Trung Hải được đặc trưng bởi *Tirolites*, khu hệ Bắc — *Dinarites* và *Sibirites*, phụ tỉnh Ấn Độ. — *Meekoceras*, *Hedenstroemia*. Thế Triat giữa đặc trưng bởi sự phát triển mạnh mẽ của bộ *Ceratida* ở tất cả các khu hệ và sự xuất hiện của *Monophyllites* và *Ptychites*. Tuy nhiên sự khác biệt giữa các khu hệ và các tỉnh vẫn có thể nhận ra qua hàng loạt các loài đặc trưng riêng cho mỗi vùng. Ngoài các chân đầu người ta còn dựa vào *Daonella*, một giống của chân riu để phân biệt các khu hệ động vật. Giống này cũng có những đại biểu khác nhau ở mỗi khu hệ. Sự xuất hiện đột ngột của các họ *Halobitidae* và *Tropitidae* đánh dấu sự bắt đầu của thế Triat muộn, nhưng không thủ tiêu sự khác biệt giữa các khu hệ. Trong thế này phát triển rộng rãi giống *Halobia*, và vào cuối thế phát triển loài *Monotis ochotica* cùng với loài thay thế nó là *Monotis salinaria*; chúng phân bố rộng rãi trên toàn cầu, thay thế nhau ở những bề trầm tích khác nhau ».

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐỊA TRUNG HẢI

Một phần khá lớn của đại địa máng Địa Trung Hải đã trở thành những khu vực uốn nếp do các hoạt động nghịch đảo caledoni và hecxin. Đó là những

khu vực cấu trúc caledonit và hecxinit ở Tây Âu, Bắc Phi, Pamia, Côn Luân — Tần Lĩnh và có thể cả một phần của khu vực Đông Dương nữa. Từ kỷ Triat đai địa mảng Địa Trung Hải tiếp tục hoạt động, chủ yếu là những đới giữa của đai như Anpơ, Cacpat, Hymalaya, Đông Dương và Indonexia.

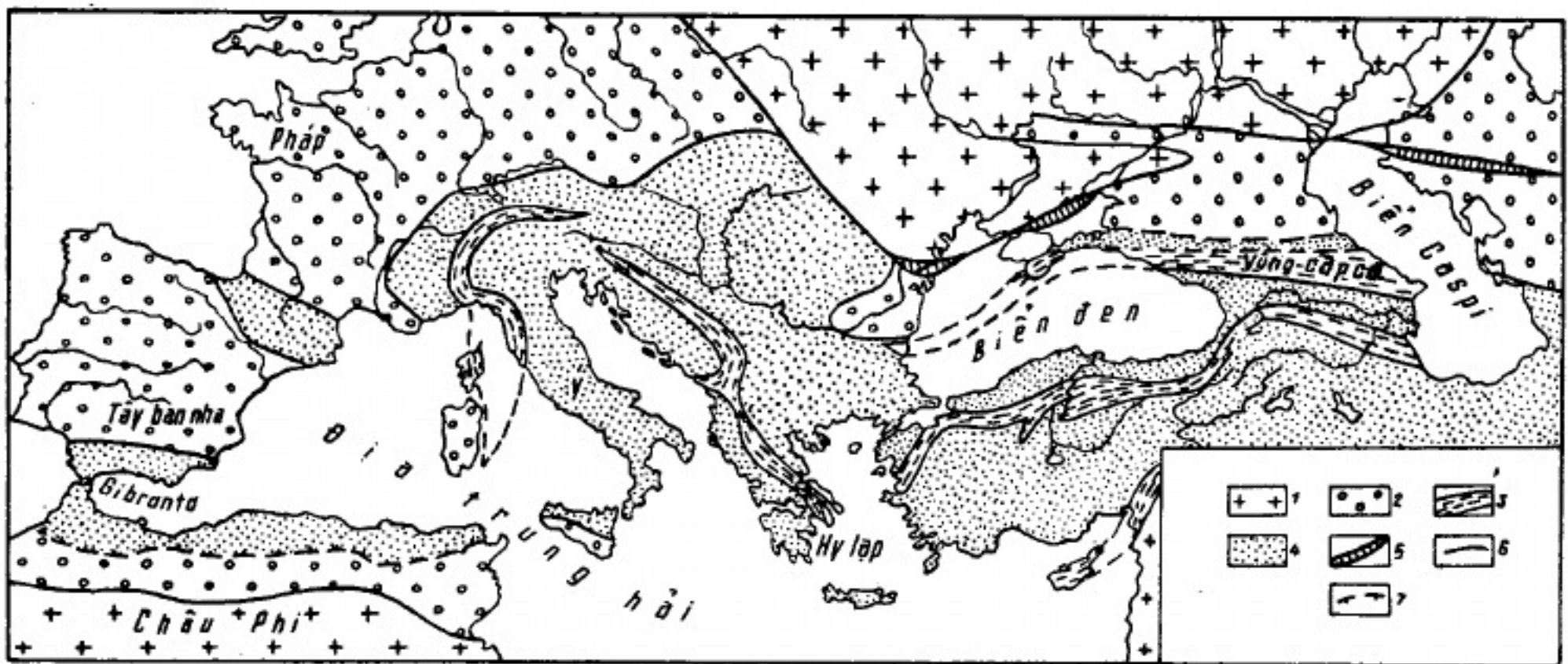
Phần phía Tây đai Địa Trung Hải

Khu vực tây nam Âu

Khu vực này bao gồm những lãnh thổ địa mảng từ nam Tây Ban Nha (vùng Gibranta), Maroc, Anpơ, Cacpat, Ban căng.

Hệ địa mảng Anpơ phát triển ở phía nam của cấu trúc hecxinit Tây Âu (h. 13-5), trên lãnh thổ tây nam Pháp, Thụy Sĩ, Áo, Ý, Nam Tư, Anbani, Hy Lạp v.v...

Cấu trúc địa chất ở đây rất phức tạp do phổ biến các đứt gãy chồm nghịch lớn, các khối phủ địa đi, nhưng Anpơ là vùng được nghiên cứu rất kỹ từ lâu. Nhờ đó lịch sử phát triển địa chất khu vực trong Triat được xác lập rõ ràng. Chính ở đây người ta đã thành lập những mặt cắt chuẩn của các phân vị địa tầng của Triat.



Hình 13-5. Sơ đồ cấu trúc phần phía tây đai địa mảng Địa Trung Hải ở Triat — Jura (theo G.I. Nhemcop... 1974).

Ký hiệu : 1. nền cổ ; 2. những đới ngoài của đai địa mảng (vùng cấu trúc caledonit và hecxinit) ; 3. các vòng sụp địa mảng ; 4. phạm vi lãnh thổ hoạt động của đai địa mảng ; 5. địa hào dọc đứt gãy ven rìa ; 6. ranh giới của đai địa mảng ; 7. ranh giới khu vực địa mảng Anpơ.

Vì ở Anpơ có những mặt cắt chuẩn của Triat và Đông Dương cùng trong đai Địa Trung Hải nên chúng ta sẽ tìm hiểu kỹ hơn về mặt cắt Triat Anpơ.

Mặt cắt Triat ở nam Anpơ ít bị tác dụng của hoạt động địa di nên thể hiện rõ hơn. Theo Aubouin trình tự mặt cắt như sau :

Triat hạ — (Vecfen) gồm cát kết, đá phiến có xen ít nhiều vôi.

Phần dưới là hệ lớp Sèizi ứng với cuối kết cơ sở. Phần trên là hệ lớp Campin rất giàu hóa thạch, đặc trưng là *Tyrolites cassianus*.

Triat trung

- Bạc Anizi (hay Viaglori) gồm đá vôi, dolomit, gồm hai đới hóa thạch là đới *Rhynchonella decurnata* và đới *Ceratites trinodosus*.
- Bạc Ladin gồm hai tầng đá khác nhau, tầng cacbonat và tầng đá phiến rất giàu hóa thạch Ammonites, có xen thành phần phun trào andezit và diaba.

Triat thượng

- Bạc Cacni gồm đá phiến sét vôi chứa *Cardita gumbeli* (chân riu).
- Bạc Nori gồm đá vôi và dolomit dạng khối chứa tảo *Gyroporella* và chân riu *Megalodon*, *Worthenia*.
- Bạc Ret là phần tiếp tục tầng cacbonat của Nori.

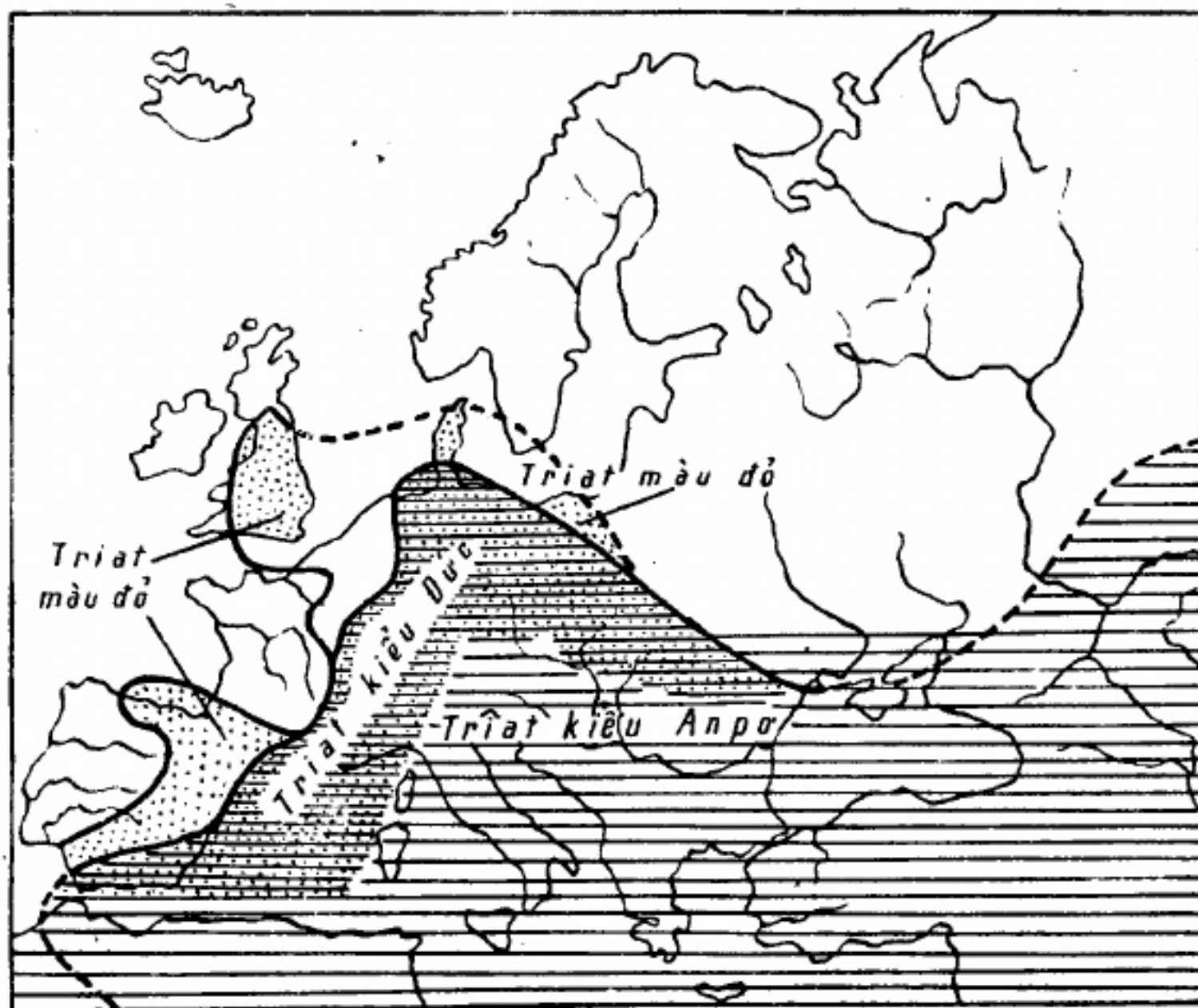
Mặt cắt sườn bắc Anpơ có thay đổi ít nhiều, tầng đá ở những lớp phủ địa di dưới tương tự như sườn nam Anpơ, còn ở những lớp phủ địa di trên thì tầng đá thay đổi nhiều hơn. Tuy có sự thay đổi ít nhiều nhưng về đại thể tầng đá của Anpơ là đồng nhất. Bề dày của trầm tích cacbonat Triat trung và thượng đạt tới 3,5km.

Như vậy là địa mảng Anpơ trong Triat là một vùng biển (h. 13-6). Chế độ lục địa chỉ có ở phần cực tây nam Âu, ở đó tiếp tục thành tạo loạt cát kết lục địa màu đỏ Pecmi — Triat.

Trầm tích lục nguyên gồm cát kết, sét xen vôi chỉ được thành tạo ở Triat sớm, còn suốt trong Triat trung và muộn biển Anpơ đã tồn tại như một khu biển nông, ẩm thành tạo trầm tích cacbonat giàu di tích sinh vật. Sự có mặt những lớp kẹp đá phun trào trong trầm tích thuộc bậc Ladin cũng không làm thay đổi tính chất tương đối bình ổn trong hoạt động địa chất của Anpơ vào kỷ Triat.

Khu vực Capca và Crimê

Hoàn cảnh phát triển địa chất của lãnh thổ từ vùng Ban căng qua Crimê và Capca của nam Liên Xô trong Triat có những nét gần gũi với Anpơ. Ở đây trầm tích Triat cũng chủ yếu là các loại đá vôi giàu di tích sinh vật. Thành phần sét chỉ có mặt ở phần trên của mặt cắt Triat của vùng Crimê. Chế độ hoạt động kiểu nền thể hiện rõ nét ở vùng Tiểu Capca.



Hình 13-6. Sơ đồ cổ địa lý khu vực Địa Trung Hải trong Triat (theo Aubouin).

Toàn bộ phần phía tây của đai địa mảng Địa Trung Hải trong Triat hoạt động không mạnh mẽ. Thành hệ cacbonat đặc trưng cho giai đoạn này của các khu vực tây Địa Trung Hải đã làm cho chúng có những nét gần gũi với chế độ kiểu nền như nhiều nhà nghiên cứu đã nhận xét.

Phần phía đông đai Địa Trung Hải

Khu vực Pamia và Hymalaya

Ở Pamia trầm tích Triat tương biến phổ biến trong miền vồng địa mảng Nam Pamia. Trầm tích Triat hạ và Triat trung phân bố không rộng, bề dày không lớn và thuộc tương biến ven lục địa, đó là hệ tầng cacbonat giàu hóa thạch thân mềm. Trầm tích Triat thượng phân bố rộng hơn, bề dày của hệ tầng cát kết — đá phiến đạt tới 2000m và rất giàu hóa thạch chân riu (*Halobia*, *Daonella*, *Monotis*) và một số tay cuộn (*Zeilleria*, *Spiriferina* v.v...).

Miền sụp vồng địa mảng Nam Pamia mới được hình thành từ đầu Triat, mở rộng và có tốc độ sụp vồng lớn hơn vào cuối Triat.

Trong vùng Hymalaya trầm tích Triat được nghiên cứu kỹ hơn cả là ở Spiti và San Rang (Salt Range). Trầm tích Triat nằm chính hợp trên Pecmi và được

định tuổi tốt nhờ rất giàu cúc đá. Triat hạ chỉ dày 16m gồm đá phiến sét đen và đá vôi rất giàu cúc đá (*Otoceras*, *Ophioceras*, *Meekoceras* v.v...)

Triat trung là hệ tầng đá vôi dày 140m và cũng rất giàu cúc đá, chân riu, đặc biệt là các đại biểu của nhóm *Ceratites* và *Trachyceras*, *Halobia*, *Daonella*, *Myophoria* v.v...

Trầm tích Triat thượng dày hơn cả (900m) và là hệ tầng đá phiến sét - vôi cũng không nghèo hóa thạch.

Qua nghiên cứu những kiểu mặt cắt Triat ở Pamia và Hymalaya chúng ta thấy tính chất địa mảng của những khu vực này trong Triat theo kiểu địa mảng thuần, không có những biến động lớn. Trong mặt cắt phổ biến thành hệ cacbonat, vắng mặt đá phun trào.

Khu vực Đông Dương

Khác với các khu vực khác của đại Địa Trung Hải, khu vực Đông Dương trong Triat có lịch sử phát triển phức tạp hơn. Thành phần tương đá phân dị, các miền vống khác nhau được thành hình, hoạt động phun trào mạnh mẽ và cuối kỷ đã xảy ra hoạt động nghịch đảo là pha (thời kỳ) nghịch đảo Indosini.

Miền Điện — Mã Lai

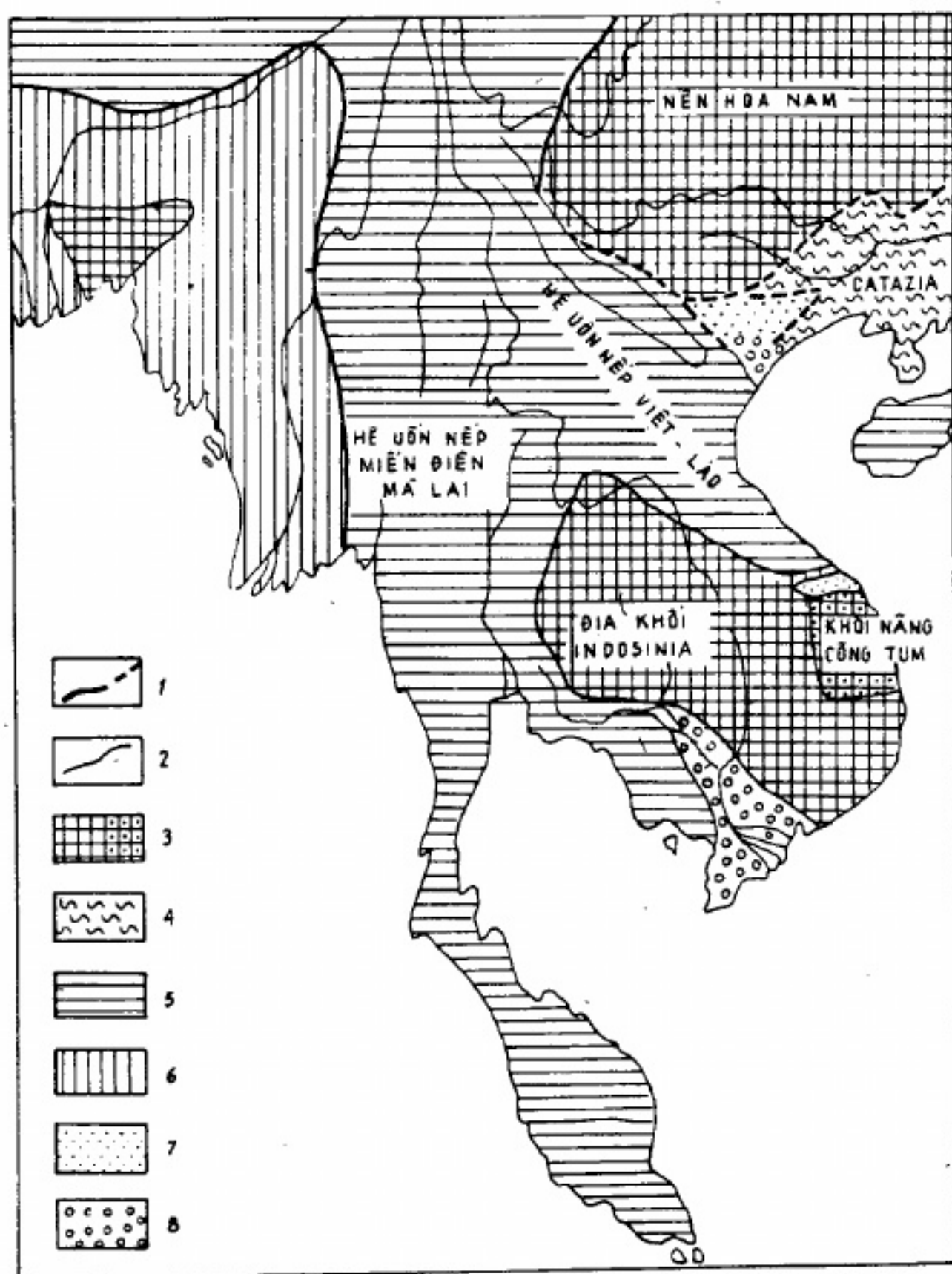
Trên lãnh thổ Miền Điện phần thấp nhất của Triat là loạt đá phiến đen chứa *Halobia*, *Monotis*. Trên đó là hệ tầng đá vôi, có lẽ ứng với tuổi Triat thượng (đá vôi Kamawkala). Hệ tầng đá vôi này cũng có mặt ở cả Thái Lan. Có thể coi hệ tầng Napeng phân bố rải rác ở cao nguyên San thuộc phần trên cùng của mặt cắt Triat ở Miền Điện. Đó là đá phiến sét màu xám, vàng, đôi khi có cả đá sét vôi nằm bất chỉnh hợp góc rõ rệt trên đá vôi tuổi Cacni — Nori (đá vôi Kamawkala). Hệ tầng Napeng chứa khá phong phú hóa thạch tuổi Ret như *Avicula contorta*, *Gervillia praecursor*, *Burmesia latouchei* và nhiều đại biểu của *Myophoria*, *Pecten*, *Palaeoreilo* v.v...

Trầm tích Triat ở Malaixia khá phổ biến, đó là các hệ tầng cát kết giàu *Myophoria*, loạt cát kết đá phiến có xen những lớp mỏng vôi, đôi khi cũng có thành phần phun trào. Phần lớn trầm tích chứa hóa thạch Anizi — Cacni, bề dày không quá 1000m. Phủ không chỉnh hợp trên loạt Triat vừa nêu là loạt trầm tích tuổi Triat muộn — Jura hạ thuộc phức hệ sau nghịch đảo kiến tạo.

Địa khối Indosinia

Trong phạm vi của địa khối Indosinia (Thái Lan, Trung—Hạ Lào, Nam Trung Bộ) trầm tích Triat đặc trưng là tương lục địa ở cao nguyên Cò rạt và có lẽ cả ở đáy vịnh Thái Lan. Đó là phần dưới của loạt Corat, gồm cuội kết, cát kết, acgilít màu đỏ, tím tương đầm hồ, đôi khi có chứa những lớp kẹp sét vôi ở phía dưới và muối mỏ thạch cao ở phía trên. Bề dày toàn bộ của loạt Corat có thể đạt tới vài nghìn mét. Hóa thạch chân riu phát hiện ở phần dưới của loạt Corat cho tuổi Triat trung — thượng và có những nét gần gũi với hóa thạch ở Việt Nam (theo Sethaput).

Theo tài liệu của các nhà địa chất Pháp (Saurin, Fromaget) loạt trầm tích kiểu lục địa và nửa lục địa gồm chủ yếu là cát kết màu đỏ (phần giữa của « loạt indosinias ») cũng phổ biến ở miền trung và hạ Lào, trung Trung Bộ, trong đó có loạt trầm tích tuổi Nori — Ret ở Hoa Huỳnh và vùng trầm tích chứa than ở Nông Sơn.



Hình 13-7. Sơ đồ các cấu trúc địa chất Hồng Dương.

1. ranh giới giữa các khu vực; 2. ranh giới các cấu trúc trong khu vực; 3. địa khối và khối nâng; 4. caledonit Catazia; 5. mezozoit; 6. anpit; 7. vùng trũng kiểu địa hào ở Mezozoi; 8. vùng trũng sông Mê công và sông Hồng.

TRIAT Ở VIỆT NAM

Lịch sử Triat ở Việt Nam khá phức tạp, mà thành tựu nghiên cứu địa chất khu vực hiện nay đã làm sáng tỏ thêm nhiều vấn đề mới.

Chế độ hoạt động địa chất phân dị khá mạnh, hình thành những vùng trũng và vùng nổi cao lớn (h. 13-7). Vùng trũng trầm tích Triat lớn nhất là vùng Sông Đà, bao gồm cả miền Tây Bắc Việt Nam, Thượng Lào và Ninh Bình, bắc Thanh Hóa. Vùng trũng thứ hai là Sầm Nưa, kéo dài từ Điện Biên Phủ qua Sầm Nưa xuống Nghệ An, bắc Hà Tĩnh. Vùng trũng thứ ba là An Châu, bao gồm dải dọc từ bắc Hà Giang qua Cao Bằng — Lạng Sơn, Hà Bắc; vùng trũng này không thuộc đai địa mảng Địa Trung Hải mà gắn liền với lịch sử phát triển của yếu

tổ Catazia hay Hoa Nam. Vùng trũng Triat thứ tư nằm ở phía nam của đất nước — vùng trũng Tây Ninh (hay còn gọi là vùng trũng Nam Bộ).

Bên cạnh những vùng trũng trên đây là những khu vực nổi cao từ bắc xuống nam là Lô Gâm — Bắc Sơn, Sông Hồng và Fansipan, Sông Mã. Vùng nổi cao rộng lớn Trung Bộ bao gồm từ tây Nghệ An — Hà Tĩnh — Quảng Bình — Quảng Trị — Thừa Thiên (rìa phía bắc địa khối Indosinia), địa khối Công Tum thuộc cấu trúc của địa khối Indosinia và vùng hecxinit (?) nam Trung Bộ.

*Phần thấp của trầm tích Triat hạ ở Việt Nam gặp ở điệp Lạng Sơn trong vùng trũng An Châu, ở cao nguyên Tủa Chùa và vùng Cò Nòi, Thanh Hóa trong miền trũng Triat Tây Bắc. Nói chung trầm tích Triat hạ đều gồm loại cát kết, bột kết và đá phiến, đôi nơi có thêm thành phần vôi, nhất là ở phần trên của mặt cắt. Hóa thạch của Triat hạ khá phong phú gồm những phức hệ chân riu và một ít chân đầu, trong đó đặc trưng nhất là các đại biểu của giống *Claraia* thuộc phần thấp và các giống *Tirolites*, *Columbites*, *Anakashmirites*, *Entolium* ở phần trên của Triat hạ. Bề dày toàn bộ của Triat hạ, có thể đạt tới trên dưới 1000m.*

Trầm tích Triat trung và Cacni của Triat muộn phân bố rất rộng rãi trong các vùng trũng Triat đã nói trên đây, chúng thường nằm bất chỉnh hợp trên những đá có tuổi khác nhau, điều đó chứng tỏ những vùng trũng Triat được mở rộng. Chế độ trầm tích cũng thể hiện tính phân dị rõ nét hơn, và điểm rất đặc trưng là trong Triat trung hoạt động phun trào diễn ra rất mạnh mẽ.

Mặt cắt Triat trung ở vùng trũng An Châu khá đầy đủ. Đó là những trầm tích lục nguyên có xen một số lớp đá vôi, phần dưới và giữa của mặt cắt có mặt những hệ lớp phun trào axit và bazơ khá dày. Loạt đá phun trào này phân bố trên diện tích rất rộng lớn ở Lạng Sơn (Đồng Đăng, Diềm He, Thất Khê, Đồng Mỏ). Trầm tích Triat trung rất giàu hóa thạch, nhất là những đại biểu của lớp chân riu và một ít là chân đầu. Trong số đại biểu của chân riu có *Myophoria goldfussi* Alb., *M. inaequicostata* Klipst., *M. harpa* Munst., *M. elegans* Dunker, *Anodontophora minima* Mans. v.v... đại biểu của chân đầu có *Margarites sam-neuaensis* Mans., *Anasibirites* aff. *multiforois* W., *Japonites* cf. *labaensis* Rob., *Anakashmirites* sp. v.v...

Ở vùng trũng Sầm Nưa trầm tích Triat trung cũng có những nét tương tự như ở trũng An Châu, trong mặt cắt có nhiều thành phần phun trào như ở Bái Thượng, Như Xuân (Thanh Hóa) và Quỳnh Lưu (Nghệ An). Hóa thạch cũng rất phong phú, đặc trưng cho các tuổi Anizi và Ladin.

Miền trũng Sông Đà cũng phổ biến rất rộng rãi trầm tích Triat trung ở lưu vực Sông Đà, cao nguyên Mộc Châu, Ninh Bình, Hòa Bình v.v... Điểm đặc trưng ở đây là trong mặt cắt phổ biến thành phần cacbonat, nhất là ở phần trên của mặt cắt. Những dải đá vôi này phân bố trên diện tích rộng lớn ở Ninh Bình,

Hòa Bình, cao nguyên Mộc Châu v.v... Riêng ở lưu vực suối Nậm Mu (vùng bờ trái thượng lưu Sông Đà) và vùng Phong Thổ trầm tích Triat trung gồm chủ yếu là cát kết, đá phiến xen vôi, trong mặt cắt phổ biến đá phun trào bazơ. Cũng như những nơi khác, trầm tích Triat trung của miền trung Sông Đà cũng rất phong phú hóa thạch chân riu và một số chân đầu.

Bề dày của trầm tích Triat trung khá lớn có thể tới 2—3 nghìn mét ở trung An Châu và Sầm Nưa, ở trung Sông Đà còn dày hơn nữa.

Trầm tích Triat thượng gồm hai loạt khác nhau, loạt thứ nhất là trầm tích Caeni và có lẽ là cả phần thấp của bậc Nori, có mối liên hệ chặt chẽ với Triat trung, sau đó là loạt trầm tích Nori — Ret thuộc một giai đoạn mới của lịch sử phát triển địa chất.

Ở miền trung An Châu trầm tích bậc Caeni thuộc tương nửa lục địa gồm cát kết, bột kết, đất bề dày khoảng hai nghìn mét. Ở trung Sông Đà loạt trầm tích Caeni chỉ phân bố rất hạn chế. Đó là hệ tầng Sông Bôi nằm bất chỉnh hợp trên những đá cổ hơn, thành phần gồm bột kết, cát kết, đá phiến.

Theo tài liệu nghiên cứu của các nhà địa chất Pháp trầm tích Caeni cũng gặp ở vùng Đông Nam Bộ (Tây Ninh, thung lũng sông Đồng Nai) và ở nam Đắc Lắc. Đó là hệ tầng cát kết, đá phiến chứa hóa thạch Caeni: *Hauerites rarestriatus* (Hauer), *Beyrichites khanikofi* Oppel, *Thisbites* sp. *Halobia* cf. *moussoni* Merian, *Anodontophora munsteri* Wis v.v...

Thuộc phần thấp của bậc Nori gồm các hệ tầng đá vôi Hoàng Mai ở Nghệ An và Pa Má ở thượng lưu Sông Đà. Hệ tầng đá vôi Hoàng Mai dày khoảng 500m chứa những hóa thạch Nori như *Gervillia praecursor* Quenst., *Retzia* aff. *hungarica* Bittn. Đá vôi màu đỏ ở Pa Má không dày, phân bố không rộng, cũng được định tuổi Nori sớm nhờ các hóa thạch *Spiriferina lipoldi*, *Montlivaultia norica* v.v...

Trầm tích tuổi Nori—Ret của Triat muộn nằm bất chỉnh hợp góc rõ rệt trên những đá thuộc các tuổi khác nhau trong những vùng trung riêng biệt. Đó là những trầm tích lục địa hoặc nửa lục địa chứa than ở Quảng Ninh, Văn Lãng và Nghĩa Lộ, Quỳnh Nhai, Suối Bàng, Điện Biên Phủ, Nho Quan thuộc miền trung Sông Đà trước đây. Có lẽ trầm tích chứa than Đồng Đò, nam Tĩnh Gia (Thanh Hóa), nam Đức Thọ (Hà Tĩnh), Hoàng Sơn cũng thuộc loạt trầm tích tuổi Nori — Ret. Loạt trầm tích cùng tuổi cũng được thành tạo trong vùng trung kiểu địa hào An Diêm thuộc thung lũng sông Thu Bồn ở Quảng Nam và ở vùng ga xe lửa Hoa Huỳnh ở Quảng Ngãi.

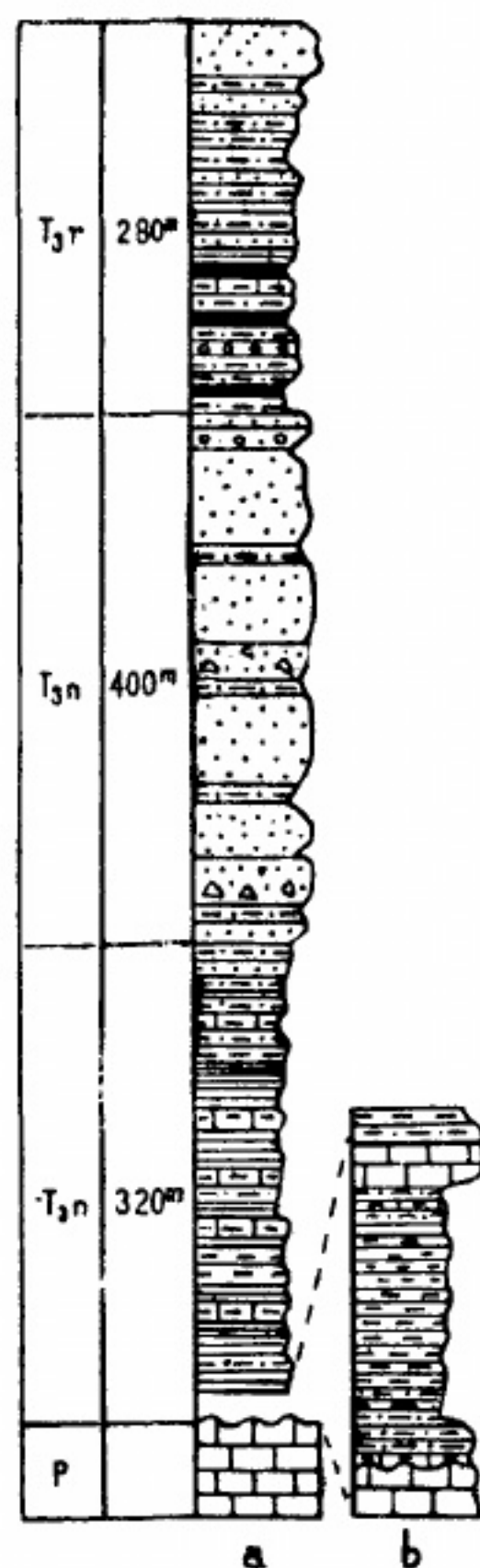
Hình 13-8. Cột địa tầng của điệp Suối Bàng (theo Vũ Khúc).

a. mặt cắt suối Láo ; b. vết lộ Đá Mài.

Dạng trầm tích nửa lục địa thuộc tương ven biển có thể thấy rõ trong mặt cắt ở vùng chứa than Suối Bàng, phía bờ phải Sông Đà, gần Vạn Yên. Điệp Suối Bàng gồm ba phần rõ rệt (h. 13-8). Phần dưới dày khoảng hơn 300m gồm cuội kết, cát kết hạt thô xen một số lớp bột kết giàu hóa thạch chân riu đặc trưng cho tuổi Nori. Phần giữa dày 400m gồm cát kết, cuội kết chứa hóa thạch biển gần gũi với những dạng của phần dưới của điệp, do đó phần mặt cắt này vẫn thuộc Nori. Phần trên dày 200 — 300m gồm bột kết, acgilít và cát kết, trong đó có những vỉa than nửa mỡ có vỉa dày tới 2m. Trong phần này của mặt cắt, hóa thạch thực vật rất phong phú và tương tự với phức hệ hóa thạch ở Hòn Gai đặc trưng cho tuổi Nori — Ret.

Trầm tích chứa than tuổi Nori — Ret lớn nhất Việt Nam là ở vùng Quảng Ninh (Hòn Gai, đảo Gái Bàu, Vàng Danh, Mạo Khê). Điệp chứa than Hòn Gai cũng gồm hai phần rõ rệt (h. 13-9). Phụ điệp dưới là cuội kết, sạn kết, cát kết và những thấu kính than mỏng nằm bất chỉnh hợp góc trên đá Pecmi. Bề dày của phụ điệp thay đổi tùy nơi, từ 200 đến 500m. Phụ điệp trên gồm cát kết, cuội kết, bột kết, acgilít và những vỉa than dày. Bề dày của phụ điệp đạt tới 600 — 800m và chứa hàng chục vỉa than antraxit có chất lượng tốt, trữ lượng lớn. Có những vỉa than dày đến vài chục mét, những chùm vỉa dày đến 60m trong đó phần nguyên than đạt tới 40m. Than có chất lượng rất tốt, nhiệt lượng 7000 — 8400 kilocalo/kg, độ tro 1,2 — 1,5%, chất bốc 5 — 10%, lượng lưu huỳnh 0,2 — 1,2%. Phức hệ hóa thạch thực vật rất phong phú đã được nghiên cứu từ đầu thế kỷ và gần đây cũng được nghiên cứu tiếp tục. Những dạng quen thuộc là *Daeneopsis fecunda* Hall, *Bernouillia zeilleri* P'an, *Asterotheca cottoni* Zeiller, *Clathropteris meniscioides* Brong., *Dictyophyllum nathorstii* Zeiller, *Goeppertella microloba* (Schen.), *Pecopteris tonquinensis* Zeiller, *Taeniopteris jourdyi* Zeiller, *Pterophyllum contiguum* Schen., *Otozamites indosinensis* Zeiller v.v...

Ở miền Nam, vùng trũng An Điền và Hoa Huỳnh được thành tạo trên nền tảng móng đá Tiền Cambri của khối nâng Công Tum. Ở đó hệ tầng trầm tích



Nori — Ret tương lục địa gồm cuội kết, sạn kết, bột kết và những vỉa than ở miền trũng An Điền, cát kết và đá phiến ở Hoa Huỳnh. Bề dày trầm tích Nori — Ret ở vùng trũng An Điền có thể đạt tới trên dưới 1500m.



Hình 13-9. Mặt cắt địa chất vùng Vang Danh — Uông Bí (theo Jafnoida).

$T_3^c ms$: hệ tầng Mẫu Sơn tuổi Cacni, gồm chủ yếu cát kết ; $T_3^n hg$: điệp Hòn Gai tuổi Nori gồm cuội kết, cát kết, bột kết, đá phiến và những vỉa than công nghiệp ; $J_1 hc$: hệ tầng Hà Cối tuổi Jura sớm, gồm chủ yếu là cuội kết, sạn kết, cát kết.

Lịch sử phát triển của lãnh thổ Việt Nam có thể phác họa như sau. Có thể từ cuối Pecmi đã hình thành những vùng trũng An Châu, Sông Đà và trong Triat sớm những vùng trũng này có diện tích không lớn. Đại bộ phận của lãnh thổ là vùng nổi cao mà điển hình nhất gồm : a) những cấu trúc dương có tuổi cổ như vùng nổi cao Sông Hồng — Fansipan, Sông Mã, khối nâng Còng Tum của địa khối Indosinia ; b) những vùng nâng được hình thành trong Paleozoi như đới nâng Lô Gâm — Bắc Sơn, những thành phần được nâng cao trong Paleozoi muộn tăng thêm diện tích của địa khối Indosinia như vùng Nam Trung Bộ, Trường Sơn Bắc.

Cuối Triat sớm và đặc biệt là trong Triat trung các miền trũng được mở rộng, tốc độ sụp võng lớn. Hoạt động phun trào mạnh mẽ cả ở ba vùng trũng An Châu, Sông Đà và Sầm Nưa hình thành những tầng trầm tích phun trào dày phân bố rộng. Những vùng trũng này sang đầu Triat muộn bị thu hẹp và có lẽ hợp lý hơn cả là bắt đầu từ sát trước Nori cho đến thời kỳ đầu Nori đã diễn ra chuyển động nghịch đảo khu vực. Đó là chuyển động *Indosini bao trùm cả lãnh thổ Việt Nam và Đông Dương nói chung*. Chuyển động Indosini đưa đến kết thúc chế độ địa máng ở Đông Dương (Miền Điện, Lào, Việt Nam). Nếu như coi vùng Đông Bắc Việt Nam thuộc cấu trúc Catazia như ta đã có dịp nói đến trong các chương trước và miền võng An Châu cũng như nền Đông Nam Trung Quốc thuộc vùng trũng kiểu tạo núi nền (1) thì như vậy chuyển động Indosinia cũng cuốn theo sự kết thúc giai đoạn tạo núi nền Triat ở những vùng này.

Liên quan với hoạt động sụp võng, trầm tích và nghịch đảo, trong Triat hoạt động magma ở Đông Dương và ở Việt Nam nói riêng cũng mạnh mẽ. Trước hết là xâm nhập mafic và siêu mafic (2) của phức hệ Núi Chúa, phức hệ Núi Nưa — Bản Xang. Phức hệ gabbroit Núi Chúa phân bố ở Bắc Thái, Thanh Hóa, Trường

(1) Như đã nói trong chương 4, trong văn liệu địa chất còn gọi đây là vùng trũng kiểu Thái Bình Dương, cấu trúc địa oa (đĩa).

(2) Còn gọi là « xâm nhập bazơ và siêu bazơ ».

LƯỢC ĐỒ QUAN HỆ TRẦM TÍCH TRONG CÁC VÙNG TRÚNG TRIAT Ở VIỆT NAM

Tuổi	AN CHÂU VÀ QUẢNG NINH	SÔNG ĐÀ	SẦM NỬA	CÁC VÙNG TRÙNG NHỎ Ở MIỀN NAM
Ret	Điệp chứa than Hòn Gai và điệp chứa than Vân Lãng	Điệp Suối Bàng	Điệp Suối Bàng và Điệp Đồng Đỏ	Cuội kết, cát kết, đá phiến Hoa Huỳnh và An Đầm (chứa than)
Nori		Đá vôi Pa Má	Đá vôi Hoàng Mai	
Cacni	Hệ tầng Mẫu Sơn	Điệp Sông Bôi	Cát, bột kết, đá phiến	Cát kết, đá phiến ở vùng Đồng Nai—Tây Ninh
Lađin	Điệp Nhà Khuất	Điệp Sin Cao	Cát kết, bột kết, đá phiến	
Anizi	Điệp Sông Hiến	Điệp Nậm Thăm : bột kết sét vôi	Đá vôi, bột kết, đá phun trào	
Triat hạ	?	Đá vôi, sét vôi		
	Điệp Lạng Sơn	Cát bột kết, sét vôi		
		Bột kết, đá phiến		

Sơn. Phức hệ siêu mafic Núi Nưa gồm những đá hachbuagit bị secpentin hóa (Núi Nưa — Thanh Hóa và nhiều diện nhỏ ở dọc Sông Mã, Sông Đà). Phức hệ Bản Xang (Bản Xang — Sơn La) gồm đunit, secpentin. Liên quan đến các phức hệ siêu mafic có các khoáng sàng cromit và đồng. Hoạt động xâm nhập macma axit cũng rất mạnh mẽ trong Triat. Đó là đá thuộc loạt Điện Biên phân bố rộng rãi cả ở Đông Bắc, Tây Bắc và Trường Sơn. Đáng kể nhất là những khối granitoit Điện Biên, Móng Cái v.v... Xâm nhập trước và sát nghịch đảo gồm có các đá granitoit á núi lửa ở những miền trung An Châu, Sầm Nưa như các khối Trúc Khê, Sốp Cộp, Bù Rinh v.v..., những granitoit của phức hệ Pia Bioc gồm các khối Pia Bioc, Tam Tao, Linh Đàm, Chợ Chu, Núi Ong v.v...

Sau nghịch đảo Indosini cục diện của chế độ trầm tích thay đổi hẳn. Hình thành những vùng trũng nội địa để thành tạo những trầm tích Nori — Ret tương lục địa và nửa lục địa ở Quảng Ninh, Điện Biên, Quỳnh Nhái, Nghĩa Lộ — Suối Bàng — Núi Tọ, Nho Quan v.v... Vùng trũng kiểu địa hào An Diêm và vùng trũng Hoa Huỳnh cũng thành tạo trong thời gian này. Có thể coi chúng là loạt thành hệ molat chứa than ở Việt Nam, chúng nằm phủ không chỉnh hợp góc trên những đá cổ có tuổi khác nhau.

Chuyển động Indosini về mặt thời gian có thể ứng với pha kimeri (Cimmérien) dùng trong các sách Tây Âu. Song thực ra ở phía tây của địa mảng Địa Trung Hải là nơi mà các nhà địa chất châu Âu phân định pha uốn nếp kimeri (vùng Crimê), biểu hiện của chuyển động không rõ nét, không gây biến đổi quan trọng trong lịch sử phát triển địa chất khu vực. Chuyển động Indosini đã làm thay đổi về cơ bản chế độ kiến tạo ở phần đông nam của đai Địa Trung Hải. Chính nó đã làm kết thúc chế độ địa mảng sớm nhất trong Mezozoi của một khu vực rộng lớn trong đai Địa Trung Hải (Miến Điện, Vân Nam và Đông Dương).

ĐAI ĐỊA MẢNG THÁI BÌNH DƯƠNG

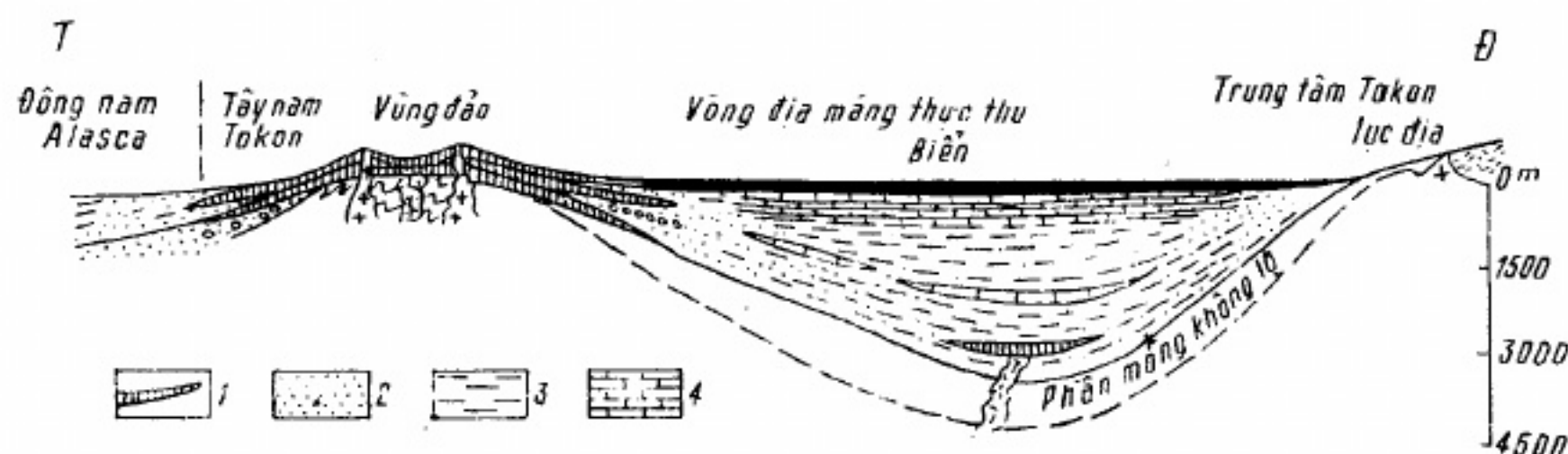
Khu vực Đông Bắc Á

Trong kỷ Triat hoạt động địa mảng thể hiện rõ ở vùng Veckhoian — Chucotca, nằm kề với rìa phía đông của nền Sibêri và nối liền với địa mảng Codie ở bờ tây Mỹ. Chế độ địa mảng ở đây mang tính kế thừa rõ rệt của địa mảng Paleozoi, không có biến đổi lớn về cấu trúc khu vực. Trong vông địa mảng bề dày trầm tích lục nguyên đạt tới 3 — 4km, còn trong cấu trúc của địa khối giữa bề dày nhỏ hơn nhiều và chủ yếu là các loại cacbonat. Kỷ Triat Veckhoian — Chucotca là khu vực tiếp tục sụp vông địa mảng, ở đó tích đọng các loạt trầm tích lục nguyên là chủ yếu. Biểu hiện của hoạt động phun trào không đáng kể, không có biểu hiện của chuyển động nghịch đảo, chế độ địa mảng tiếp diễn sang kỷ Jura.

Khu vực tây Bắc Mỹ

Khu vực địa mảng tây Bắc Mỹ (Codie) trong kỷ Triat cũng là địa mảng kế thừa của chế độ địa mảng từ Paleozoi, không qua biến cải lớn về mặt cấu trúc. Cũng như trong Paleozoi, khu vực địa mảng này trong Mezozoi nói chung gồm ba đới cấu trúc lớn : a) đới địa mảng thực thụ ở phía tây, rìa Thái Bình Dương ứng với sườn tây của dải Codie hiện nay ; b) đới cấu trúc địa mảng thuần nằm ở rìa tây của nền Bắc Mỹ ứng với khu vực Thạch Sơn (Rocks Mountains) hiện nay ; c) đới nổi cao của phức nếp vòng Codie giữa, nằm giữa hai đới cấu trúc địa mảng thuần và địa mảng thực thụ nói trên.

Trong kỷ Triat ở địa mảng thực thụ phía tây (h. 13-10) đã hình thành những hệ tầng trầm tích lục nguyên và phun trào rất dày (đến 8km), trong đó thành phần cacbonat chỉ chiếm một tỷ lệ rất nhỏ. Đá phun trào thuộc loại núi lửa ngầm được thành tạo đồng thời với quá trình trầm tích và hình thành một loạt trầm tích liên tục từ Triat sang giữa Jura. Đây là loạt thành hệ trầm tích và phun trào keratofia thuộc giai đoạn chính yếu của địa mảng.



Hình 13-10. Tái tạo khung cảnh địa mảng thực thụ trong Triat ở tây Canada (theo M. Key).

1. đá phun trào ; 2. đá vụn thô ; 3. đá phiến sét ; 4. đá cacbonat.

Địa mảng thuần Thạch Sơn trong Triat cũng như trong các kỷ trước, hoạt động sụp võng không mạnh mẽ, không có hoạt động núi lửa. Bề dày trầm tích không lớn, thành phần đá gồm lục nguyên và cacbonat, đôi khi có cả trầm tích lục địa. Nguồn vật liệu trầm tích ở đây được đưa đến từ miền nổi cao của phức nếp vòng Codie giữa ở phía tây và cả từ nền Bắc Mỹ ở phía đông của địa mảng thuần. Như vậy khu vực địa mảng tây Bắc Mỹ trong Triat thuộc giai đoạn sụp võng mạnh mẽ chưa có biểu hiện nghịch đảo, chế độ địa mảng thực thụ thể hiện ở phía tây, còn ở phía đông là địa mảng thuần.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN LAURAZIA

Sau những chuyển động nghịch đảo kiến tạo trong Paleozoi những nền cổ ở bán cầu bắc được nối liền nhờ những cấu trúc uốn nếp (caledonit và hecxinit)

thành một khối nền rộng lớn, ít nhất là trong phạm vi Âu — Á. Như vậy là vào kỷ Triat trên bộ mặt vỏ quả đất có hai khối nền tương ứng nhau, một ở bắc bán cầu gọi là nền Laurazia và một ở bán cầu nam là nền Gondwana.

Lịch sử phát triển của nền Laurazia ở phía bắc trong Triat có những nét chung, nhưng đồng thời cũng có những nét riêng biệt cho những nền cổ và nền trẻ.

Nét chung của cả nền Laurazia trong Triat là chế độ lục địa chiếm ưu thế, trầm tích lục địa màu đỏ hoặc trầm tích nửa lục địa chứa muối v.v... phổ biến trên cả phạm vi của nền cổ lẫn những khu vực nền trẻ.

Chế độ lục địa thống trị trên cả phạm vi rộng lớn của nền trẻ thuộc đại uốn nếp Uran — Mông Cổ. Bên cạnh trầm tích lục địa ở đây có điểm riêng biệt là phổ biến hoạt động phun trào bậc thang kiểu Sibêri.

Trên phạm vi các nền cổ Đông Âu, Sibêri, Trung Quốc, trừ khối nền Hoa Nam, chế độ lục địa cũng phổ biến. Ở nền cổ Đông Âu trầm tích lục địa Triat hạ khá phổ biến ở phần nam, tây nam và trung tâm của nền, tức là trong các vũng nền Mascova, Ba Lan, cận Caspi v.v... Trầm tích tương biến chỉ có ở một phần của vũng nền cận Caspi (Pricaspi). Nền cổ Sibêri trong Triat sớm và Triat giữa tiếp tục sụp vũng thành tạo loạt trầm tích lục địa và phun trào bậc thang ở vũng nền Tungut. Sự hình thành phun trào phủ trên diện tích đến 1,5 triệu km^2 diễn ra chủ yếu vào Triat sớm, chứng tỏ sự gây vỡ móng của phần phía tây nền cổ Sibêri trong Triat đạt mức độ lớn. Nền Bắc Trung Quốc trong Triat là vùng nổi cao và thành tạo trầm tích lục địa trong một số vũng nền như ở Nội Mông, Sơn Tây v.v...

Chưa đủ dẫn liệu để nói về sự tham gia của nền cổ Bắc Mỹ vào khối nền chung ở bán cầu bắc trong Triat qua Đại Tây Dương, nhưng cấu trúc caledonit và hecxinit ở đông bắc châu Mỹ, ở Groenlen và Spitbec có lẽ cũng đã nối liền Laurazia với Bắc Mỹ. Trong Triat cả ở nền cổ Bắc Mỹ và nền trẻ Groenlen, Spitbec đều có hình thành trầm tích lục địa.

Chúng ta sẽ nghiên cứu kỹ hơn về hai khu vực của nền Laurazia là Hoa Nam và Tây Âu vì những đặc tính riêng đáng chú ý của chúng.

Khu vực Tây Âu gồm cấu trúc nền trẻ (caledonit và hecxinit) và một phần nhỏ tây nam của nền Đông Âu. Đây là khu vực đã được nghiên cứu rất kỹ. Lịch sử Triat ở đây có những nét đặc trưng, chính mặt cắt « kiểu Đức » đã được sử dụng để phân định hệ Triat đầu tiên và do đó chúng hay được nhắc đến trong các văn liệu địa chất.

— Triat sớm khu vực bị nâng cao và biển Zesten không còn nữa, cả khu vực trở thành lục địa bị chia cắt nhiều. Trầm tích lục địa tuổi Triat sớm được thành tạo ở nhiều nơi, trước hết là ở Đức. « Cát kết sắc sỡ » hay Bunsansten (Buntsandstein) theo cách gọi của Đức, khá phổ biến ở Đức, Pháp, Anh, Tây Ban

Nha v.v... (h. 13-6). Đó là trầm tích kiểu đầm hồ, vùng biển gồm cuội kết, cát kết thô màu đỏ, tím. Toàn bộ Bunsansten dày 200 — 700m, trong đó phần trên cùng của mặt cắt đã thấy có xuất hiện một số ít lớp kẹp trầm tích chứa hóa thạch biển.

— Triat trung hình thành khu biển bao gồm cả Tây Âu và vùng nền Đông Âu kề cận (h. 13-6). Đây cũng là khu biển nửa kín kiểu biển Zesten ở Pecmi. Trong hóa thạch biển của khu biển này những dạng địa phương chiếm một tỷ lệ rất lớn. Thành phần trầm tích chủ yếu là đá vôi, dolomit (dày khoảng 200 — 400m) có nguồn gốc sinh vật, thường được gọi theo cách gọi của Đức là « đá vôi vỏ sò » (Muschelkalk). Trong thành phần của mặt cắt cũng có mặt loại trầm tích sét vôi, dolomit chứa thạch cao. Sự có mặt của kiểu thành hệ bốc hơi này càng chứng tỏ tính chất của khu biển kín.

— Triat muộn ở Tây Âu lại tái lập chế độ lục địa vì khu biển kín đã bị nâng cao vào cuối Triat trung. Trầm tích Triat thượng có diện phân bố hạn chế, đó là đá vôi dạng dải được thành tạo trong điều kiện vụng vịnh, trong các tài liệu phương tây thường được gọi theo kiểu Đức là Kéupơ (Keuper). Ở một số nơi trong Kéupơ có chứa những vỉa thạch cao.

Khu vực Hoa Nam (h. 13-11)

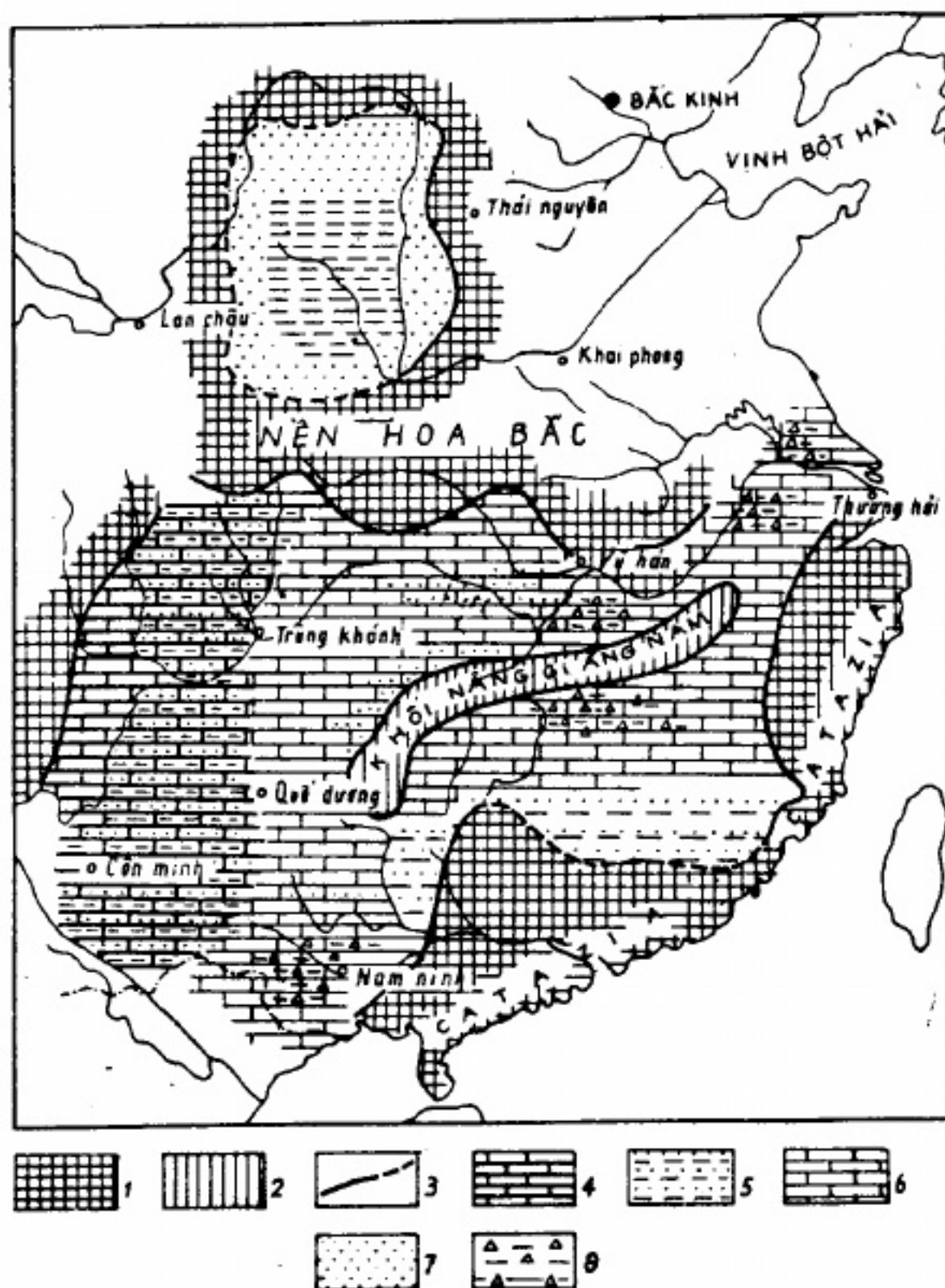
Khác với đại bộ phận lãnh thổ của Laurasia, khu vực Hoa Nam trong Triat bị biển ngập khá lâu và trên diện tích lớn. Biển bao phủ cả phạm vi nền cổ Nam Trung Quốc và một phần lớn của nền trẻ Catazia, trầm tích Triat có nơi đạt tới vài nghìn mét.

Trầm tích Triat hạ phân bố trên phạm vi diện tích rộng lớn của Hoa Nam như Quảng Tây, Quý Dương, Trùng Khánh, Quý Châu và cả ở khối nâng Giang Nam, phần tây của Catazia v.v... Phần lớn chúng thuộc tương cacbonat có xen cát kết, đá phiến. Riêng vùng phía tây của Catazia có trầm tích cát kết, đá phiến.

Trầm tích Triat trung và Triat muộn phổ biến ở phần phía tây của khu vực và đạt tới bề dày 1000m, càng về phía đông bề dày càng giảm bớt. Trầm tích chủ yếu cũng là đá vôi, các thành phần khác chiếm tỷ lệ không lớn. Những mặt cắt trong đó cát kết và đá phiến chiếm ưu thế chỉ phân bố hạn chế trong một số vùng. Trầm tích thuộc những hệ lớp trên cùng của Triat không phổ biến trong lãnh thổ Hoa Nam. Chúng thuộc tương lục địa, đôi nơi có chứa than. Ở Nam Kinh, Giang Tây cũng như Quảng Tây (vùng Bình Tường) đều có thể gặp loạt trầm tích này và có khi chúng đạt bề dày tới dưới 1000m.

Qua phân tích thành phần, tương đá của các kiểu mặt cắt có thể phác họa lại lịch sử của khu vực Hoa Nam trong Triat. Ở đầu kỷ khu vực bị ngập chìm trên đại bộ phận lãnh thổ, kể cả những cấu trúc dương như khối nâng Giang Nam, phần tây của cấu trúc caledonit Catazia. Khu biển mang tính chất của một

biển nông thuận lợi cho sự phát triển sinh vật, hình thành trầm tích cacbonat là chủ yếu. Chỉ có ở phía tây Catazia hình thành trầm tích cát sét được tải từ phần còn nổi cao của nền trẻ caledonit Catazia.



Hình 13-11. Sơ đồ tương đá cổ địa lý Hoa Nam ở Triat (theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »; có đơn giản bớt).

1. khối nâng ; 2. khối nâng Giang Nam bị ngập biển Triat sớm ; 3. ranh giới khối nâng ; 4. đá vôi có xen đá phiến Triat thượng ; 5. cát kết, đá phiến Triat hạ ; 6. đá vôi có xen đá phiến Triat hạ ; 7. cát kết, đá phiến lục địa Triat hạ ; 8. trầm tích thô vụn lục địa Triat thượng.

Đến Triat trung phần phía đông của khu vực bị nâng cao, phần sụp chìm chủ yếu nằm ở phía tây. Hiện tượng tăng bề dày trầm tích từ đông sang tây của phần phía tây này chứng tỏ càng về phía tây khu vực càng bị chìm sâu. Sự chìm sâu của những vùng này có liên

quan trực tiếp với sự sụp võng địa máng của khu vực địa máng Đông Dương, trong đó có lẽ bao gồm cả phần lãnh thổ của Vân Nam. Cuối Triat muộn, chuyển động Indosini của địa máng Đông Dương cũng kéo theo sự nâng cao của toàn bộ khu vực, chấm dứt chế độ biển ở Hoa Nam. Sự hình thành những bồn trũng trầm tích lục địa Nori — Ret ở Hoa Nam cũng diễn ra tương tự với ở Việt Nam nhưng diện phân bố có lẽ hạn chế hơn.

NỀN GONVANA

Trong chương trước (11 và 12) chúng ta đã biết nền Gonvana từ Pecmi đã bắt đầu có biểu hiện của sự phân tách, hiện tượng này diễn ra mạnh mẽ trong Mezozoi.

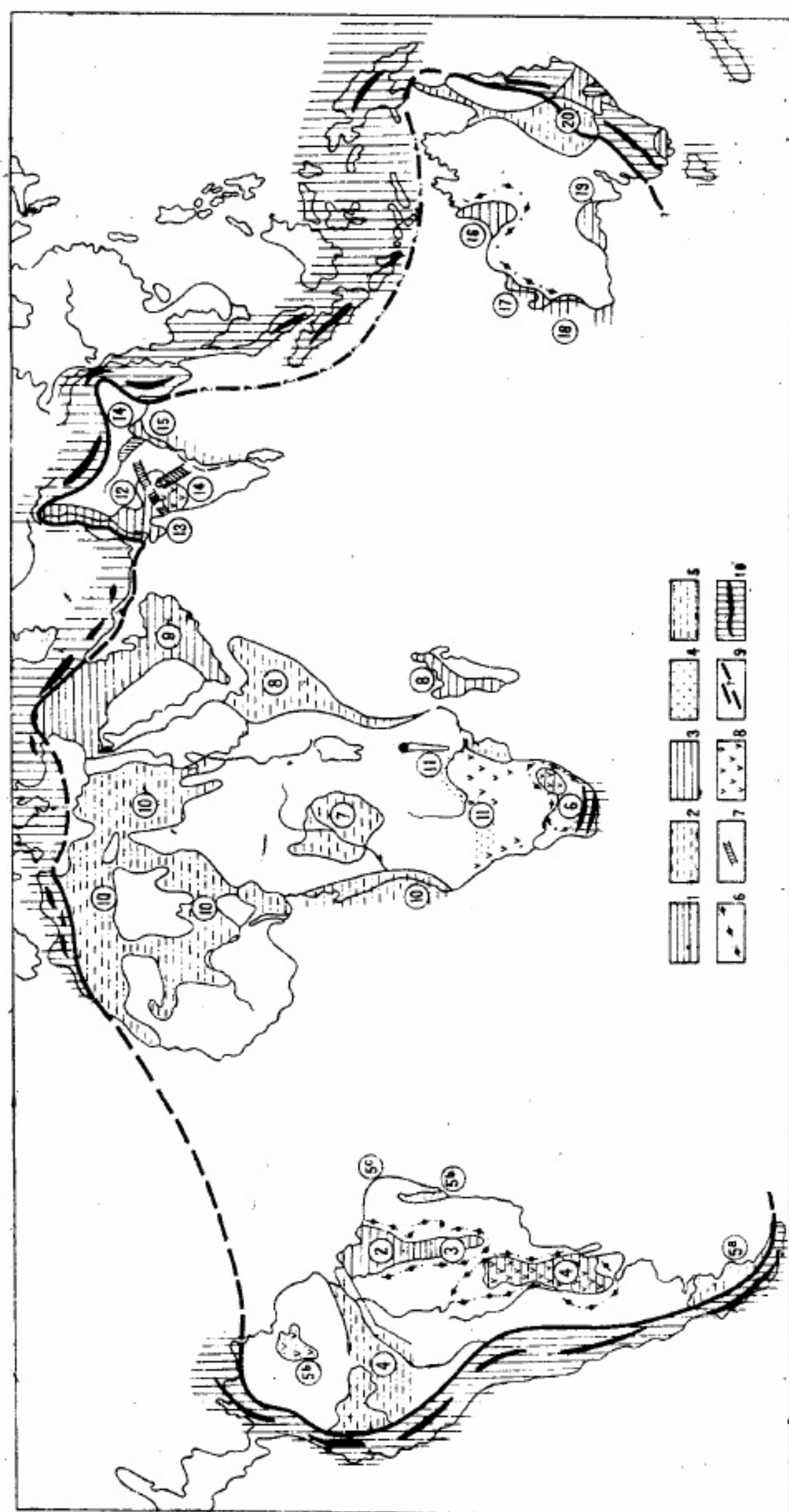
Về cơ bản trong Triat lãnh thổ của nền Gonvana vẫn là lục địa, trên đó trầm tích lục địa màu đỏ, trầm tích do gió được thành tạo ở nhiều nơi, đồng thời cũng gặp thành hệ phun trào lục địa (h. 13-12). Những phức hệ động vật như hóa thạch của lưỡng cư và bò sát và « thực vật Gonvana » vẫn thể hiện tính chất đồng nhất trong Triat.

Ở Nam Mỹ trầm tích lục địa cùng với đá phun trào dạng dung nham và kiểu bậc thang phổ biến ở vông nền Parana và Pacnaiba v.v... Dạng trầm tích tương tự cũng gặp ở Nam Phi, trong phần trên của loạt Cấu tuổi Cacbon—Triat. Ở Ấn Độ trong các dạng máng nền tiếp tục thành tạo phần giữa loạt trầm tích lục địa mang tên Gonvana tuổi Cacbon — Krêta. Trầm tích phần giữa của loạt Gonvana ở Ấn Độ có chứa những vỉa than công nghiệp. Thành phần trầm tích tương tự cũng gặp ở Úc, tuy độ chứa than ở đó thua kém so với Ấn Độ.

Trầm tích biển tuổi Triat phân bố rất hạn chế trong nền. Người ta gặp trong vùng San Rang, nơi giáp ranh với địa máng ở tây bắc nền Ấn Độ, chính ở đây có mặt cắt Triat hạ rất đẹp và rất đặc trưng. Những biểu hiện của trầm tích biển ở Đông Phi và gần đây được phát hiện ở Tây Úc không lớn nhưng rất quan trọng. Ở Đông Phi vịnh biển Mozambic được thành tạo từ Pecmi tiếp tục tồn tại. Ở đây tiếp tục trầm đọng loạt trầm tích biển ở Madagasca và Mozambic chứa hóa thạch Triat kiểu Địa Trung Hải. Sự có mặt của vịnh biển Mozambic cùng với hiện tượng hoạt động phun trào mạnh mẽ trong Triat ở Nam Mỹ, Nam Phi là những dẫn liệu về sự phân tách nền Gonvana, hình thành nam Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương. Lớp phủ bazan dày 600m trải trên một diện tích rất lớn ở Nam Mỹ. Xâm nhập và phun trào kiểu bậc thang cũng rất phổ biến ở Nam Mỹ và Nam Phi. Những hiện tượng này chúng ta sẽ còn gặp trong kỷ Jura và Krêta.

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

Triat là một trong những kỷ chế độ lục địa phổ biến nhất trong lịch sử vỏ quả đất từ Paleozoi. Hầu hết các nền (trừ phía nam nền Trung Quốc) đều bị nâng cao, cả nhiều khu vực địa máng cũng trở thành lục địa. Hiện tượng này có liên quan trực tiếp với hoạt động nghịch đảo kiến tạo, kết thúc chế độ địa máng của chu kỳ hecxin ở nhiều khu vực địa máng rộng lớn như đông Bắc Mỹ (Apalat), Tây Âu, Uran — Thiên Sơn — Cazactan — Mông Cổ — Côn Luân — Tần Lĩnh v.v... Gần toàn bộ Âu — Á đã trở thành một khối lục địa thống nhất. Diện tích của các khu vực núi uốn nếp vừa hoàn thành ở cuối Paleozoi (và một phần ở Triat sớm) rất lớn, do đó địa hình lục địa Triat mang tính chất chia cắt, phân dị khá rõ và là kế thừa của tính chất địa hình của Pecmi. Trầm tích lục địa, thô vụn của Triat thường tiếp tục tính chất của trầm tích Pecmi và ở nhiều nơi không có gián đoạn giữa hai loạt đá này. Điều này có thể thấy rõ ở các loạt trầm tích Pecmi — Triat ở rất nhiều nơi như vùng Tây Âu, Tạngut, Trung Quốc v.v...



Hình 13-12. Những khu vực trầm tích chủ yếu của nền Gondwana trong Mesozoic (theo V.A. Gustomeslov và V.M. Neisler).
 Những khu vực trầm tích chủ yếu (theo số ghi trên bản đồ)

Nam Mỹ : 1. vông nền Parana; 2. vông nền Pacnaiba; 3. vông nền San Francisco; 4. vông nền Amazon; 5. di thừa của trầm tích phủ nền (5a. tuổi Jura và Krêta; 5b. trầm tích và phun trào Triat; 5c. trầm tích Krêta).

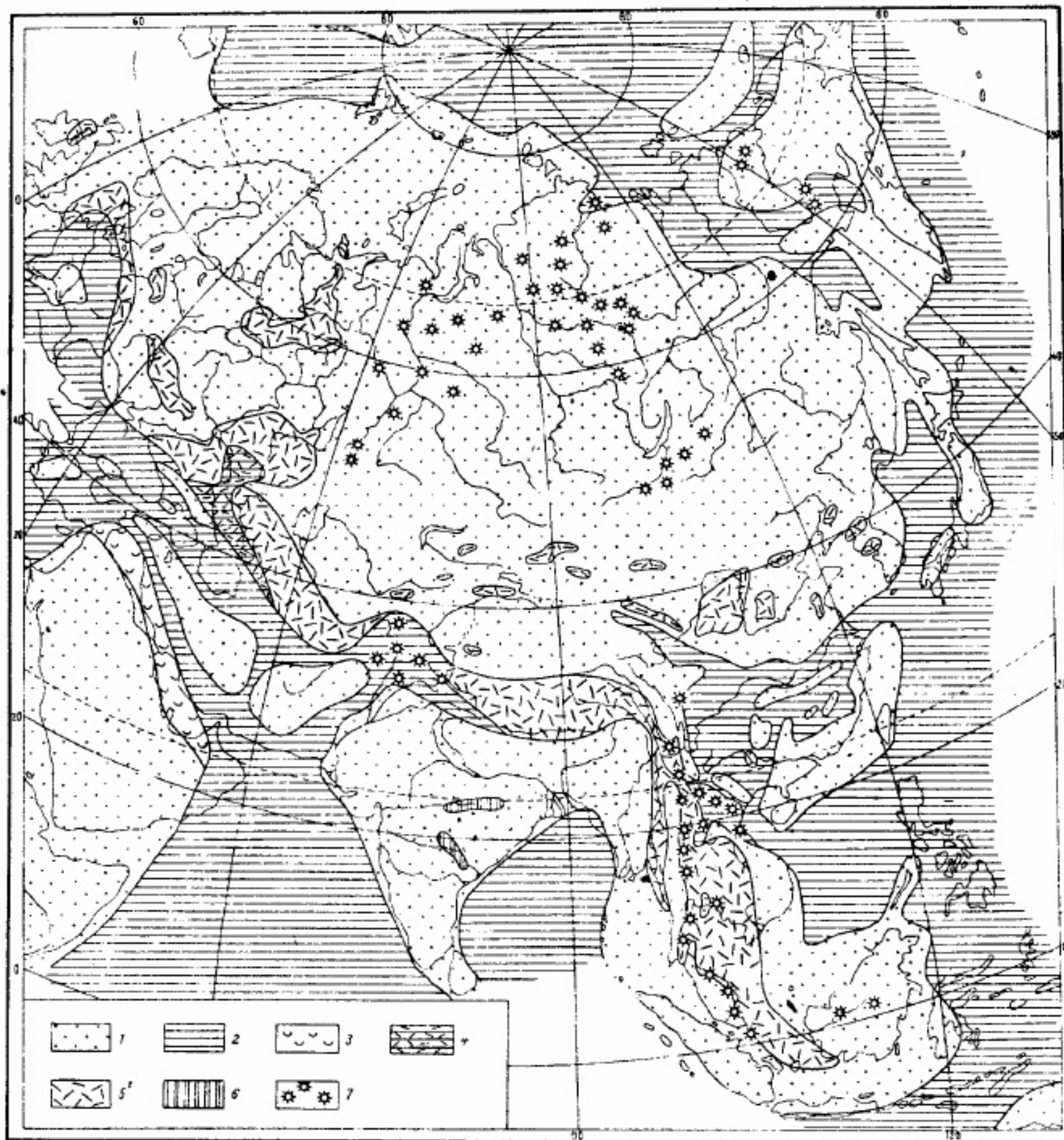
Châu Phi : 6. vông nền Caru; 7. vông nền Congo; 8. vông nền Mozambique; 9. vông nền Arabi; 10. trầm tích phủ nền Bắc và Tây Phi; 11. trầm tích và phun trào Triat thuộc loạt Caru.

Ấn Độ : 12. vông nền Indus; 13. vông nền Deccan (trầm tích và phun trào Krêta); 14. các mảng nền Ấn Độ; 15. mảng nền Bengan.

Châu Úc : 16. vông nền Kening; 17. vông nền Carnarvon; 18. vông nền Pector; 19. vông nền Yukia; 20. vông nền Grit Actezian.

Ký hiệu : 1. trầm tích Triat, Jura và Krêta; 2. trầm tích Jura — Krêta; 3. trầm tích Triat và Krêta; 4. trầm tích tuổi Triat là chủ yếu; 5. trầm tích tuổi Krêta là chủ yếu; 6. ranh giới vùng sụp của vông nền và mảng nền trước Mesozoic; 7. mảng nền hoạt động trong Paleozoic muộn và Mesozoic; 8. phun trào dạng bậc thang; 9. ranh giới và ranh giới giả thiết của nền Gondwana; 10. phương của cấu trúc bao quanh nền.

Từ Triat giữa dần dần ranh giới của biển và lục địa có thay đổi, biển được mở rộng hơn ở phạm vi các khu vực địa mảng và một số địa phận của nền kế cận, nhưng nhìn chung chưa có sự thay đổi lớn đối với các lục địa Laurazia và Gôngvana. Biển chỉ ngập thêm ở khu vực giữa Ấn Độ và Madagatca và tràn vào Tây Âu một thời gian (thành tạo tầng đá vôi vỏ sò — Musencan). Đến thời gian cuối cùng của kỷ Triat, do hoạt động nghịch đảo Indosini, diện tích lục địa Âu — Á lại được mở rộng hơn ở phần Đông Nam Á (Nam Trung Quốc, Đông Dương), tính chất của lục địa này còn thể hiện rõ nét ở đầu kỷ Jura.



Hình 13-13. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong nửa đầu Triat (theo Xinhixun).

1. lục địa ; 2. biển ; 3. vùng biển muối mặn ; 4. vùng trũng với trầm tích màu đỏ bị ngập biển ; 5. vùng trũng trầm tích màu đỏ lục địa không bị biển ngập ; 6. vùng trũng, trầm tích màu sắc sẫm ; 7. núi lửa.

Hoạt động núi lửa ở kỷ Triat khá mạnh mẽ ở cả khu vực địa mảng và nền. Núi lửa ngầm ở địa mảng phổ biến ở cả đai địa mảng Thái Bình Dương và Địa Trung Hải (h. 13-13). Phun trào lục địa rất phổ biến ở vông nền Tungut và vài vùng khác ở tây Sibêri, một số núi lửa lục địa cũng gặp ở tây nam Trung Quốc — vùng Hoành Đổan Sơn. Vùng Zabaican, bắc Mông Cổ, đông bắc Trung Quốc cũng có biểu hiện rõ nét về hoạt động núi lửa lục địa. Đây có lẽ là giai đoạn đầu thời kỳ hoạt động của đai núi lửa lục địa Trung Quốc — Chucotca có liên quan với quá trình tạo núi nền ở bờ tây Thái Bình Dương.

Khi hậu của Triat sớm và Triat giữa thuộc loại khô nóng như Pecmi. Chính trong giai đoạn này cùng với sự kiện lục địa phổ biến rộng rãi nên đã thành tạo rất nhiều trầm tích lục địa màu đỏ, trầm tích do gió màu sắc sẫm và trầm tích chứa muối, thạch cao. Những loạt trầm tích đó gặp nhiều ở Bắc Mỹ, châu Phi, trong phạm vi Âu — Á cũng rất phổ biến (h. 13-13). Trầm tích cacbonat ứng với điều kiện biển nóng ấm, giàu hóa thạch kiểu Hymalaya phổ biến cả ở cận bắc cực như ở Columa, Bắc Canada cũng chứng tỏ Triat có khí hậu nóng. Dẫn liệu cho khí hậu khô nóng trong Triat sớm — Triat giữa còn có thể kể đến sự vắng mặt hoàn toàn trầm tích chứa than trong thời gian này. Chắc rằng khí hậu khô nóng Pecmi — Triat có nguyên nhân vũ trụ là chủ yếu, nhưng cũng không thể không kể đến ảnh hưởng của hoạt động nghịch đảo hecxin thành tạo chế độ lục địa bao la trên hành tinh lúc bấy giờ. Cuối Triat điều kiện khí hậu có dịu hơn, ở nhiều vùng đã có khí hậu ẩm và ẩm tạo điều kiện cho thực vật phát triển để thành tạo than như ở Đông Dương, tây nam Trung Quốc v.v... Những vùng trầm tích chứa than ở Nam Phi và Đông Úc thể hiện tính chất của khí hậu ẩm nhưng lạnh mát hơn.

Chương 14

KỶ JURA (J)

Kỷ Jura dài khoảng 58 triệu năm, cách đây 195 triệu năm đến 137 triệu năm. Hệ Jura do nhà khoa học Pháp Bronhia (A. Brongniart) phân định năm 1829, tên của hệ dựa theo tên dãy núi Jura ở biên giới Pháp — Thụy Sĩ. Hệ được chia làm ba thống : hạ hay Liat, trung hay Doge và thượng hay Manmơ. Hệ gồm nhiều bậc, các mặt cắt chuẩn của chúng đều được xác lập lần đầu ở châu Âu (Anh, Pháp, Đức), tên của các bậc xem bảng tuổi địa chất ở cuối chương 3.

THẾ GIỚI SINH VẬT

Thế giới sinh vật của Jura mang tính đặc trưng của Trung sinh (Mezozoi). Những dạng di thừa của nguyên đại Cổ sinh (Paleozoi) còn gặp trong Triat thì sang Jura không còn nữa, những yếu tố đặc trưng cho nguyên đại Tân sinh (Kainozoi) chưa xuất hiện trong các trầm tích Jura. Đặc trưng nhất trong kỷ là sự phát triển rất phong phú của ngành thân mềm, trong đó lớp chân đầu nổi hẳn vai trò với sự phong phú và đa dạng của cúc đá, tên đá (Ammonoidea và Bellemnitida). Trong động vật có xương sống bò sát đặc biệt phát triển phong phú và đa dạng. Ngoài ra các nhóm khác như chân riu, da gai, san hô v.v... cũng tiếp tục phát triển.

Động vật không xương sống

Trong biển của Jura phổ biến cả động vật không xương sống và động vật có xương sống. Động vật không xương sống có ý nghĩa lớn là cúc đá, tên đá; chân riu, những nhóm khác cũng phát triển là san hô sáu tia, đại biểu mới của ngành da gai và trùng lỗ.

Cúc đá là nhóm quan trọng nhất của động vật hóa thạch Jura, chúng đều thuộc bộ Ammonitida, có đường thủy yền phức tạp và biến đổi nhanh chóng nên có ý nghĩa địa tầng rất lớn. Một số giống quen biết và đặc trưng cho Jura hạ là *Arietites*, *Pleuroceras*, *Schlotheimia*, *Amaltheus* v.v..., Jura trung — *Spiroceras*, *Stephanoceras* v.v..., Jura thượng — *Parkinsonia*, *Virgarites*.

Tên đá chỉ mới bắt đầu phát triển từ Jura và cũng có ý nghĩa đáng kể như các giống *Cylindroteuthis*, *Xiphoteuthis* v.v...

Chân riu cũng là một nhóm hóa thạch quan trọng và phổ biến trong trầm tích Jura nhưng ý nghĩa địa tầng thua kém xa so với cúc đá và tên đá. Một số giống quen biết là *Aucella*, *Astarte*, *Trigonoides*, *Diceras*, v.v...

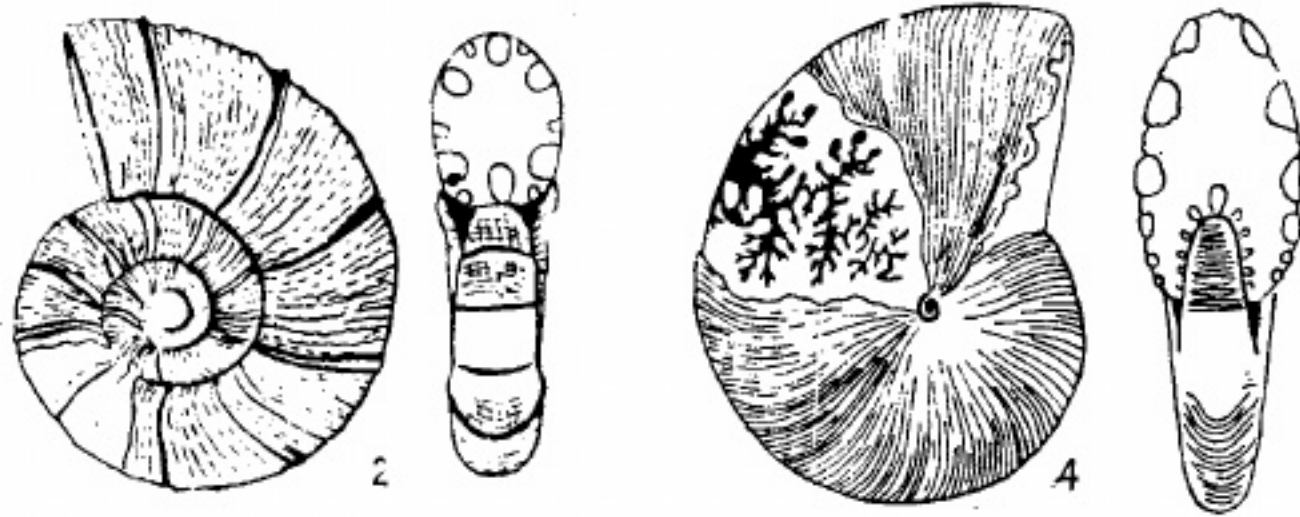
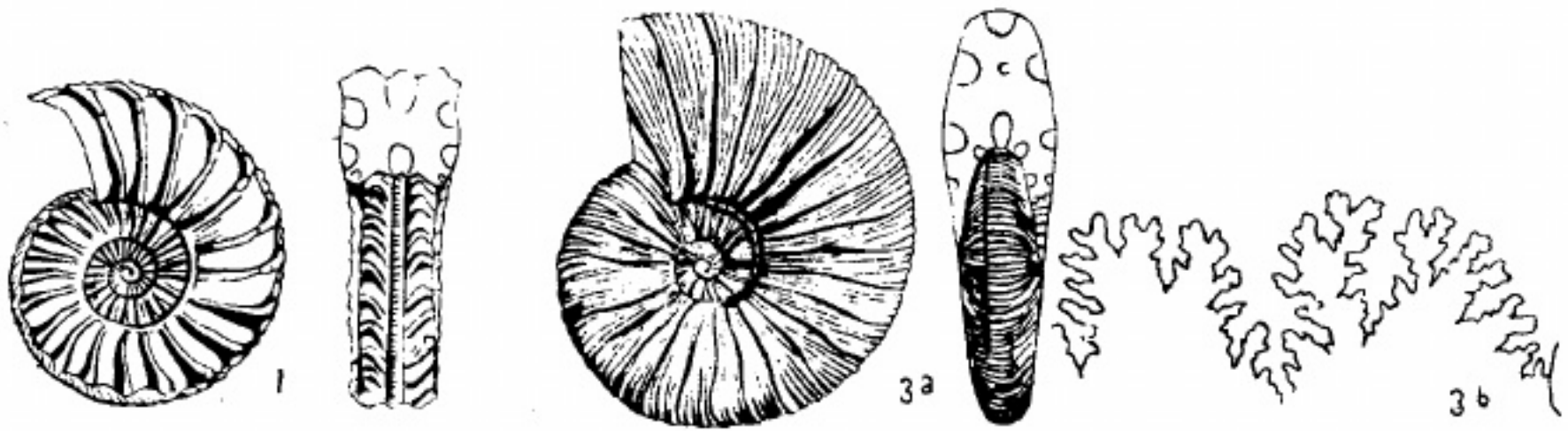
Ngoài những nhóm kể trên những nhóm sau đây cũng có những đại biểu có ý nghĩa như *Isastrea*, *Montlivaultia* của san hô sáu tia, *Rhynchonella*, *Terebratul*, *Pygope* của tay cuộn, *Holotypus*, *Isocrinus* của da gai.

Trong trầm tích Jura một số nhóm hóa thạch sau đây có ý nghĩa phụ trợ đối với công tác nghiên cứu địa tầng. Đó là đại biểu của trùng lỗ, bông biển, giáp xác, chân bụng v.v...

Động vật có xương sống

Trên lục địa của kỷ Jura nhiều động vật có xương sống, nhất là bò sát, phát triển rất mạnh mẽ.

Bò sát trong Jura phát triển cực thịnh, có cả các dạng dưới nước và bò sát bay bên cạnh bò sát sống trên mặt đất (h. 14-2, h. 14-3).



Trong số những bò sát dạng hông thần lằn có những loại ăn thịt như *Allosaurus*, dài 5 — 6m, và là con chúa trên cạn của thời đó ; có những loại ăn cỏ, một số có kích thước khổng lồ như *Diplodocus*, dài 25m, *Brachiosaurus* nặng khoảng 50t, chân trước dài hơn chân sau — một ngoại lệ đối với các thần lằn khổng lồ.

Trong số những dạng hông chim có những loại đứng trên hai chân như *Camptosaurus*, dài 6m ; có những loại đứng trên bốn chân như *Stegosaurus*, dài 8m, đầu rất nhỏ, dọc lưng có hai hàng phiến xương.

Ngoài những dạng sống trên cạn và sống lưỡng cư, có những dạng quay trở lại sống dưới nước cũng đã hoàn thiện như *Ichthyosaurus* dài tới 10m, hình cá và *Plesiosaurus* cổ rất dài, chi cũng có dạng mái chèo.

Trong Jura còn xuất hiện những bò sát có cánh — các thần lằn chim. Chúng có xương rỗng, cánh là một nếp da nối từ xương chi trước đến những đốt rất dài của ngón thứ 5 trong chi sau, đầu lớn, có răng nhọn ở ngay bờ hàm. Trong số này có *Rhamphorhynchus*, thân ngắn, đuôi dài và xòe rộng làm bộ phận lái ; *Pterodactylus*, sọ dài, hầu như không có đuôi. Trong Jura cũng xuất hiện những dạng rùa cổ và cá sấu.

Chim trong Jura là những dạng cổ sơ, có nhiều nét cấu tạo gần gũi với bò sát, cánh còn có dạng chi của thần lằn, đuôi gồm 20 đốt xương và hàm có răng, nhưng mình đã có dạng chim và có phễu lông vũ. Hóa thạch chim rất hiếm và mới chỉ gặp trong Jura thượng ở Đức.

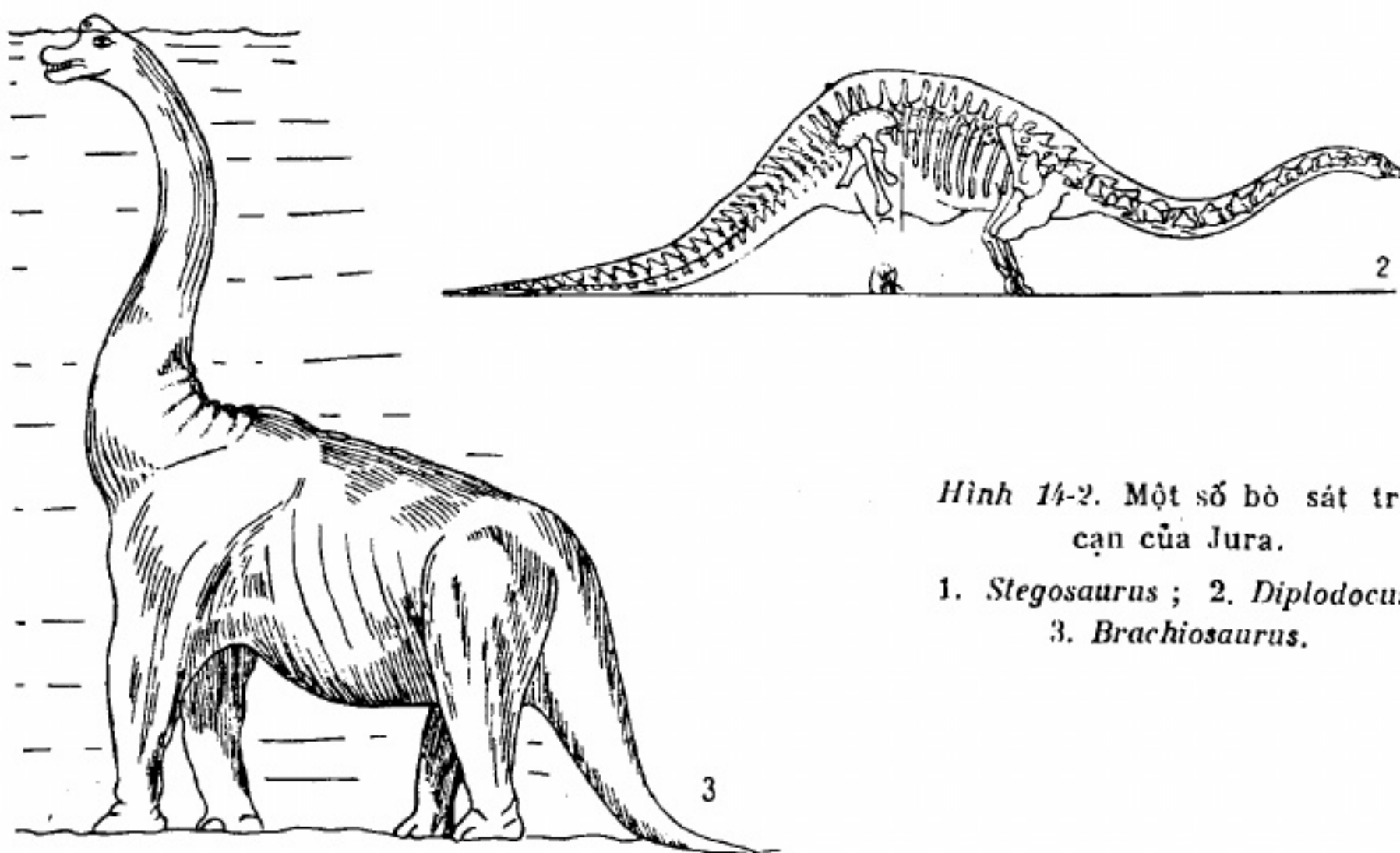
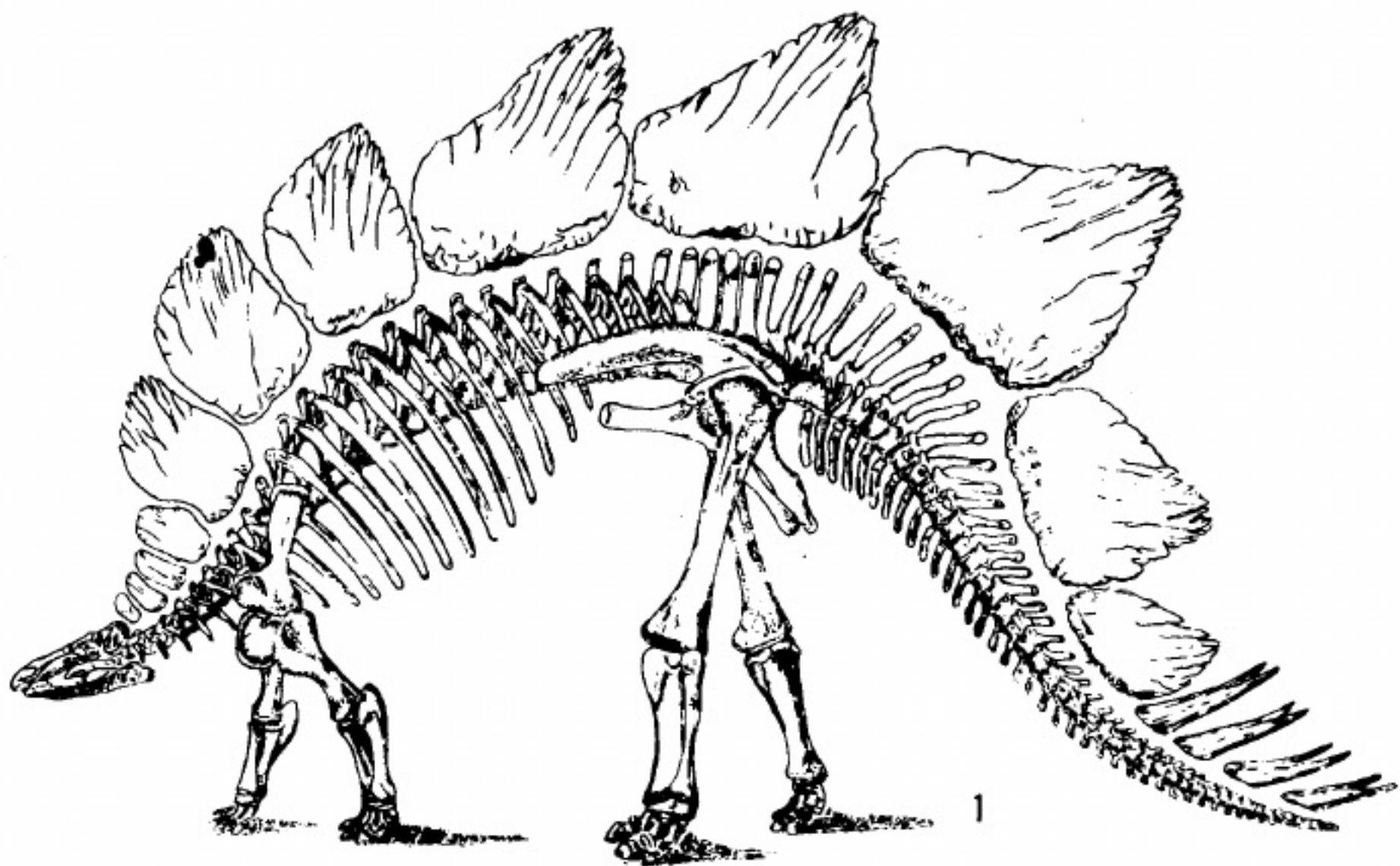
Động vật có vú chắc chắn đã có mặt trong Jura. Đó là những thú nhỏ cỡ con mèo.

Thực vật

Trong kỷ Jura tiếp tục phát triển những nhóm thực vật đặc trưng từ Triat. Đó là những đại biểu của thực vật hạt trần như thông, tuế, bạch quả (*Ginkgoales*). Ngoài ra còn có các đại biểu của dương xỉ và thân đốt. Theo sự phát triển của thực vật, trong kỷ Jura tuy không có sự phân biệt các tỉnh thực vật thật rõ nét nhưng cũng có thể thấy có hai khu vực : khu vực thực vật bắc (Groenlen, Spitbec, Sibéri) phổ biến tùng bách, còn tuế lại rất hiếm. Ngược lại ở khu vực

← Hình 14-1. Một số dạng hóa thạch ngành thân mềm và tay cuộn của kỷ Jura.

1. *Pleuroceras spinatum* Orbigny ; 2. *Lytoceras fimbriatum* Sowerby ; 3. *Virgarites virgatus* Buch ; 4. *Phylloceras heterophyllum* Sowerby ; 5. *Cardioceras cordatum* Sowerby ; 6. *Cylindrothentis volgensis* (Orbigny) ; 7. *Diceras arietinum* Lamarck ; 8. *Pseudopecten aequivalvis* Lamarck ; 9. *Terebratulula phillipsi* Morris.

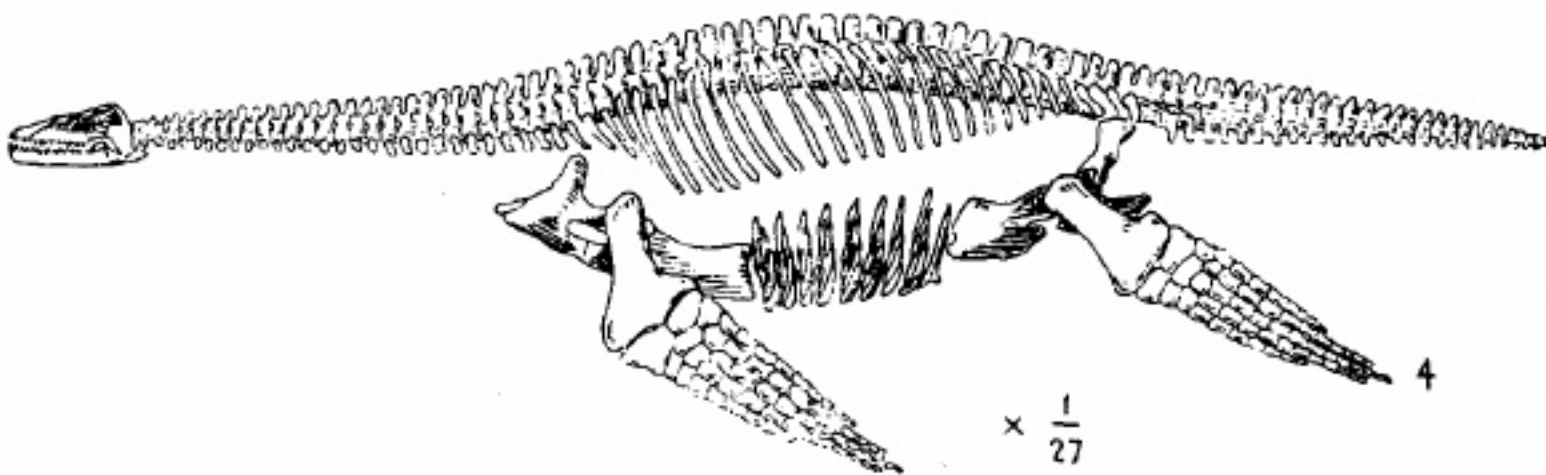
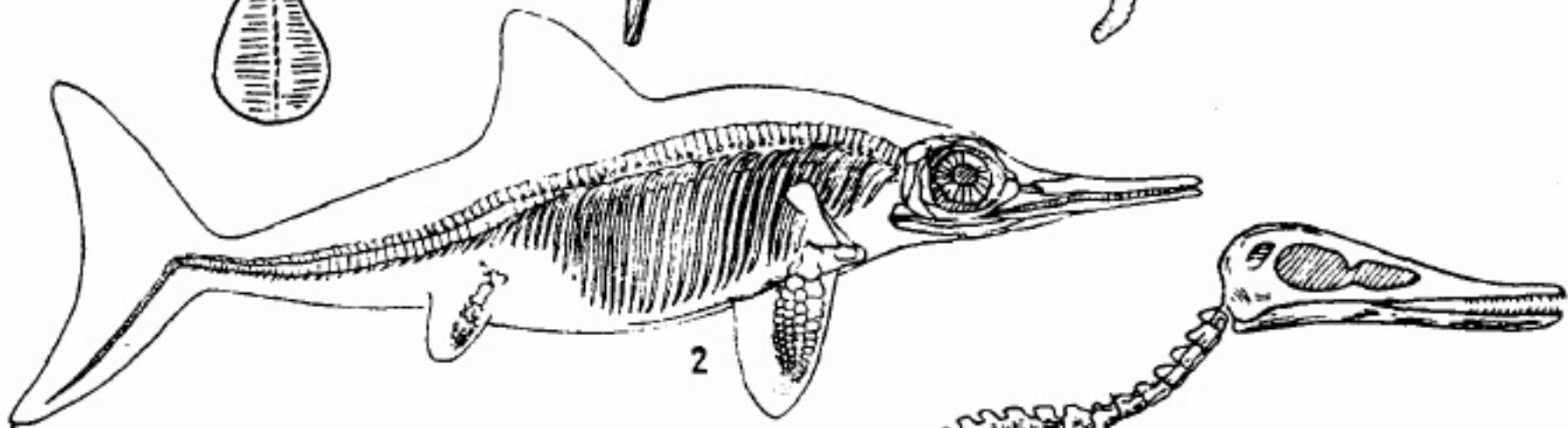
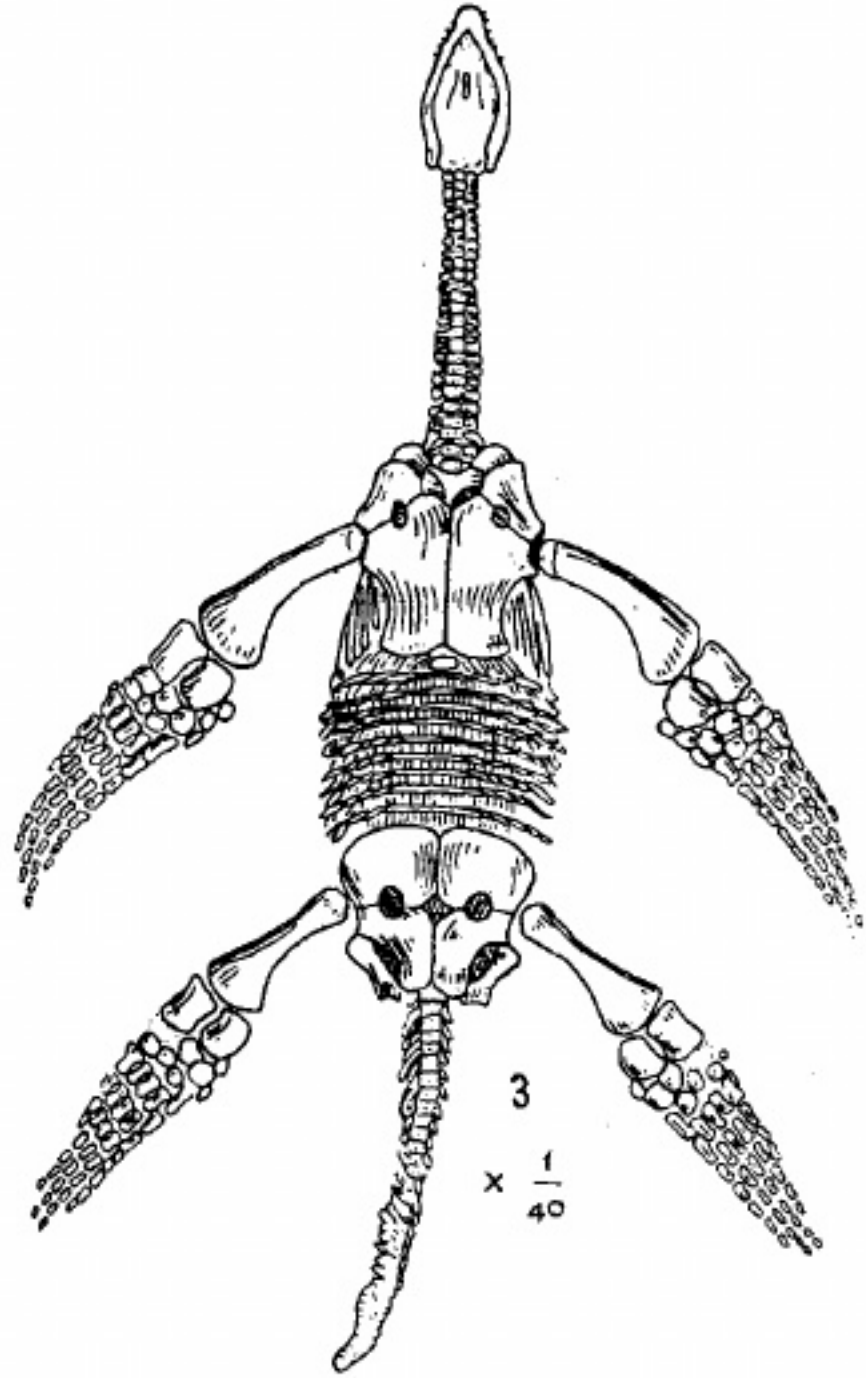
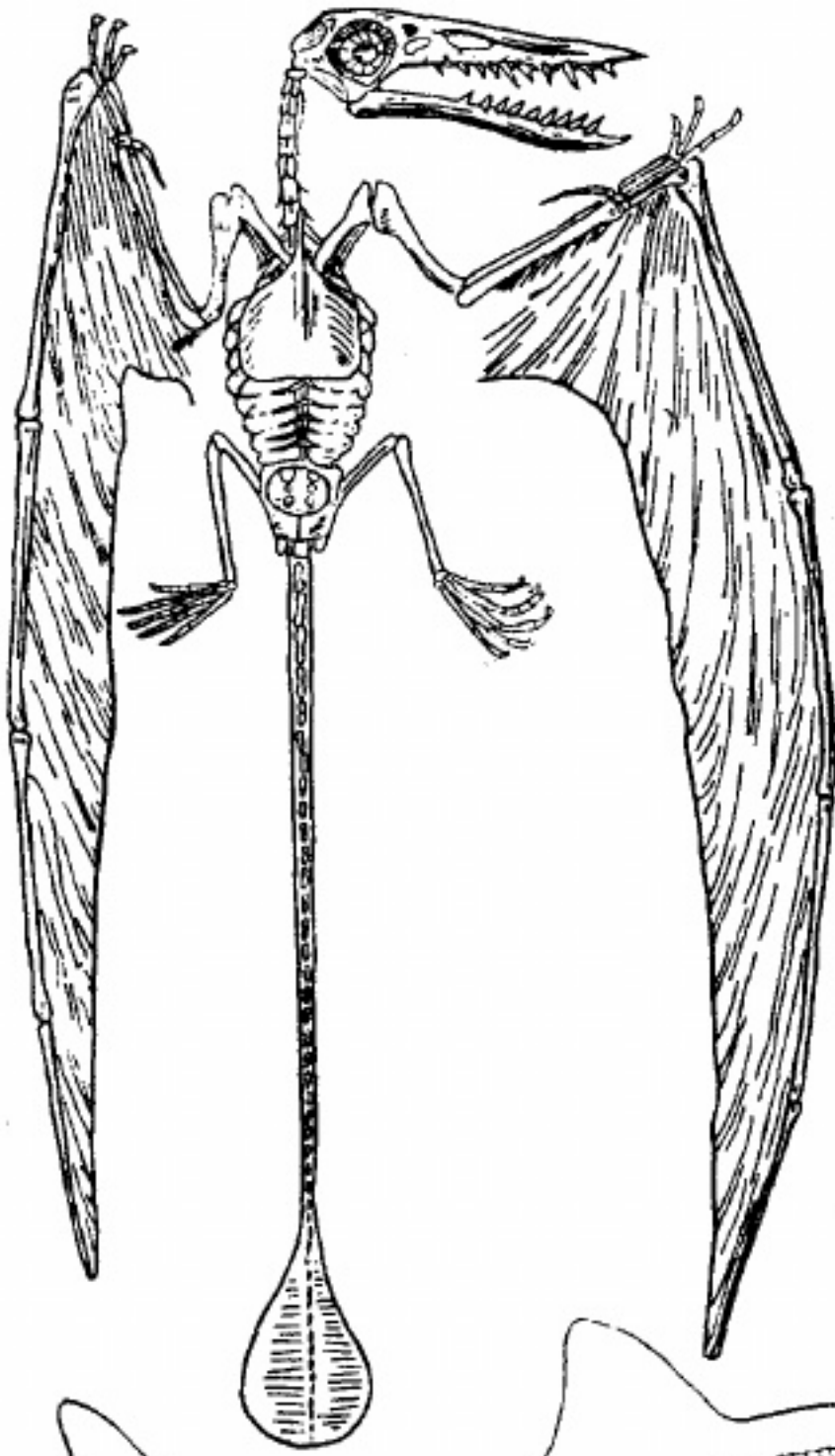


Hình 14-2. Một số bò sát trên cạn của Jura.

1. *Stegosaurus* ; 2. *Diplodocus* ;
3. *Brachiosaurus*.

Hình 14-3. Bò sát bay và bò sát dưới nước ở Jura. →

1. *Rhamphorhynchus* ; 2. *Ichthyosaurus* ;
3. *Thalassiodromus* ; 4. *Cryptocleidus*
oxoniensis Phillips ; 5. *Pterodactylus*.





nam (Nam Âu, Trung Á, Nam Á) dương xỉ và thực vật rất phát triển, còn tùng bách và bạch quả (Ginkgoales) chỉ đóng vai trò rất thứ yếu.

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MẢNG

ĐẠI ĐỊA MẢNG
ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây
Địa Trung Hải

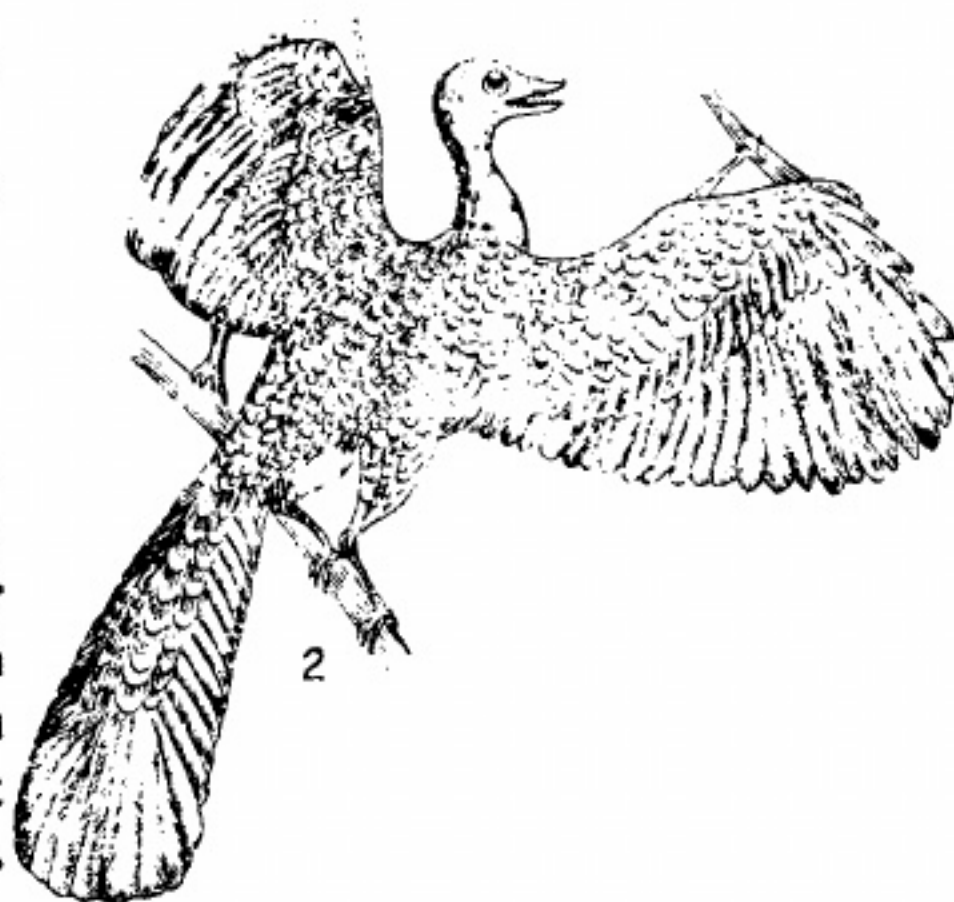
Địa mảng
Anpơ

Ranh giới
giữa hai kỷ Triat
và Jura có biểu

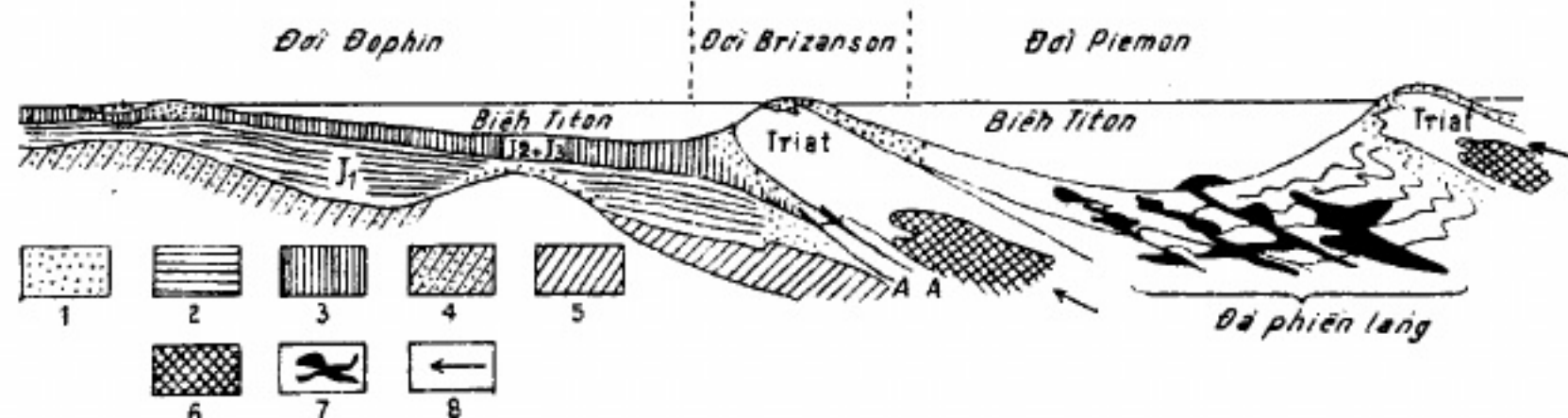
Hình 14-4. Hóa thạch chim *Archacornis simensi* ở Jura.

1. Dạng hóa thạch trong đá phiến ở Đức ;
2. Dựng lại hình dạng chim.

hiện nghịch đảo ở địa mảng Anpơ. H. Stin gọi đó là pha kiến tạo kimmeri cổ, thể hiện rõ nét ở vùng Pyréné và ở Cápat v.v... Tuy vậy biểu hiện nghịch đảo kiến tạo này không lớn, sau đó khu vực địa mảng tiếp tục phát triển và bắt đầu một chu kỳ biến ngập ở đầu kỷ Jura.



Từ Jura đến Krêta sớm địa mảng tây Anpơ gồm hai phần khá rõ rệt là vồng địa mảng Piemon (ở đông nam Pháp và tây bắc Ý) và Henvet — Đophon (Thụy Sĩ — Pháp), ngăn cách hai vồng địa mảng này là địa vồng Brizanson (h. 14-5).

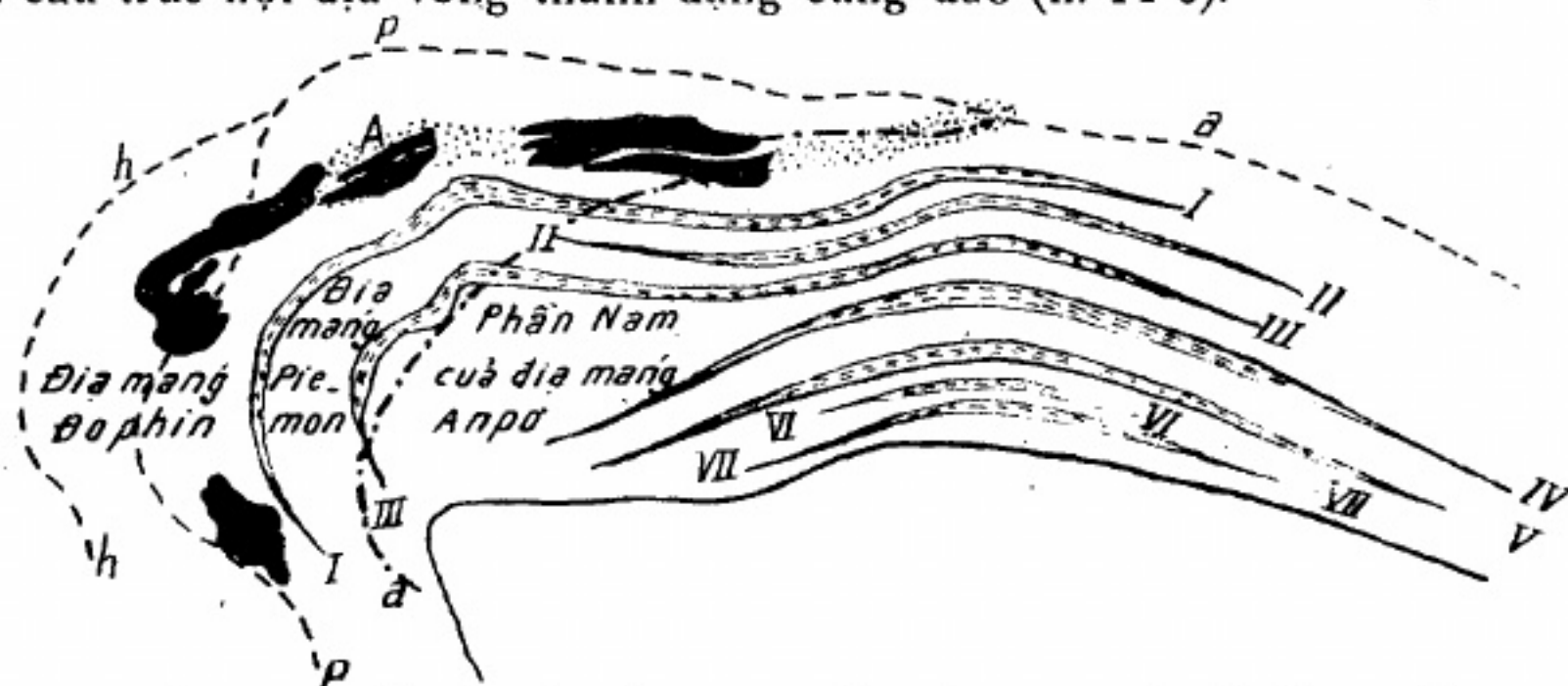


Hình 14-5. Sơ đồ cấu trúc tây Anpơ vào Jura (dẫn theo Ginhu).

1. trầm tích biển cạn (dăm, cát và vôi sinh vật); 2-3. trầm tích biển sâu, gồm sét, sét vôi, đá vôi sét chứa cục đá và chân riu vỏ mỏng tuổi Liat (2) và Đoge (3); 4. Triat kiểu Đức; 5. Triat rìa địa mảng Anpơ; 6. trầm tích Paleozoi bị uốn nếp, đứt gãy; 7. spilít, thành phần phụ của tầng đá phiến lắng; 8. hướng chuyển động của khối chồm; A.A. dạng cấu trúc vảy của trầm tích Triat.

Vồng địa mảng Đophon — Henvet là địa mảng thuần, còn vồng địa mảng Piemon thuộc đới nội địa mảng Penin là địa mảng thực thụ. Trong địa mảng thuần Đophon — Henvet tích đọng trầm tích lục nguyên và cacbonat dày đến hơn 3km. Trong địa mảng thực thụ Piemon tích đọng trầm tích lục nguyên và phun trào bazơ, do tác dụng biến chất những đá này về sau biến thành loại đá « phiến lắng » gồm filit xen những lớp mỏng silít.

Vào khoảng cuối Jura diễn ra quá trình nghịch đảo bộ phận và hình thành nhiều cấu trúc nội địa vồng thành dạng cung đảo (h. 14-6).



Hình 14-6. Sơ đồ cấu trúc cổ địa lý miền tây Anpơ vào kỷ Jura (dẫn theo Ginhu).

Phần tô đen : các khối cấu trúc hecxinit; *chấm chấm* : vùng nâng của Triat; *Ranh giới hiện nay của các cấu trúc địa di* : h-h. Henvet; p-p. Penin; p-a. đông Anpơ.

Các cấu trúc địa vồng ở Jura : I. Brizanson; II. Tango-Suret; III. Mông Đomen; IV — VII. các nội địa vồng (hay địa vồng phía nam).

Địa máng Capca

Địa máng Capca trong Jura tiếp tục sụp võng, nhiều nơi thành tạo thành hệ flit, thành hệ phun trào axit đến bazơ. Cuối Jura giữa chuyển động nâng chiếm vai trò chủ yếu trong địa máng, do đó hình thành hai vùng riêng biệt ứng với sườn bắc và sườn nam của Capca hiện nay, ở giữa là địa vòng Capca Lớn

Phía đông đai Địa Trung Hải — khu vực Đông Dương

Trong chương trước chúng ta đã biết khu vực địa máng Đông Dương trải qua chuyển động nghịch đảo kết thúc chế độ địa máng vào Triat muộn. Trong Jura và Krêta ở đây tiếp tục quá trình tạo núi sau địa máng. Trầm tích lục địa được hình thành ở nhiều nơi, đồng thời thành tạo các hệ tầng đá phun trào.

Miến Điện, Thái Lan và Campuchia

Ở *Miến Điện* trầm tích Jura và Krêta thuộc tương lục địa màu đỏ, hình thành trong những vùng trũng riêng biệt. Ở gần thị trấn Mergui, nằm trên mặt bào mòn của loạt Mergui (tuổi Paleozoi) là cuội kết và cát thô, cát kết và đá phiến màu đỏ tím. Tuổi của trầm tích lục địa này có thể so sánh với trầm tích Jura — Krêta ở Việt Nam hoặc loạt Corat ở Thái Lan. Ở những vùng trũng khác của Miến Điện cũng hình thành trầm tích lục địa màu đỏ hoặc trầm tích chứa than tuổi Jura, như loạt Loian.

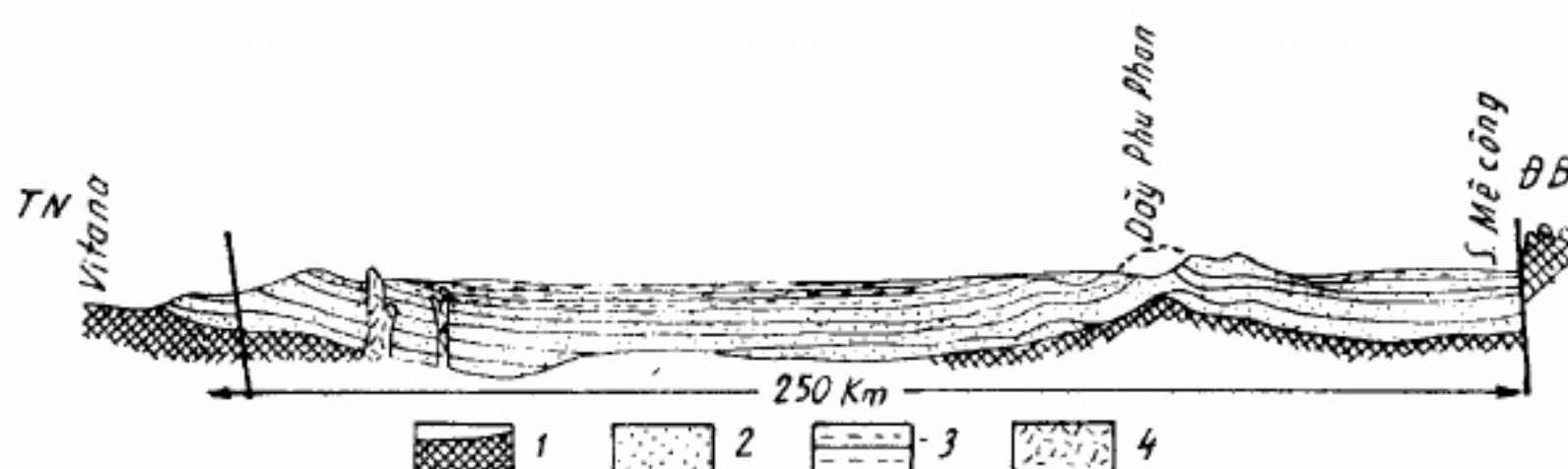
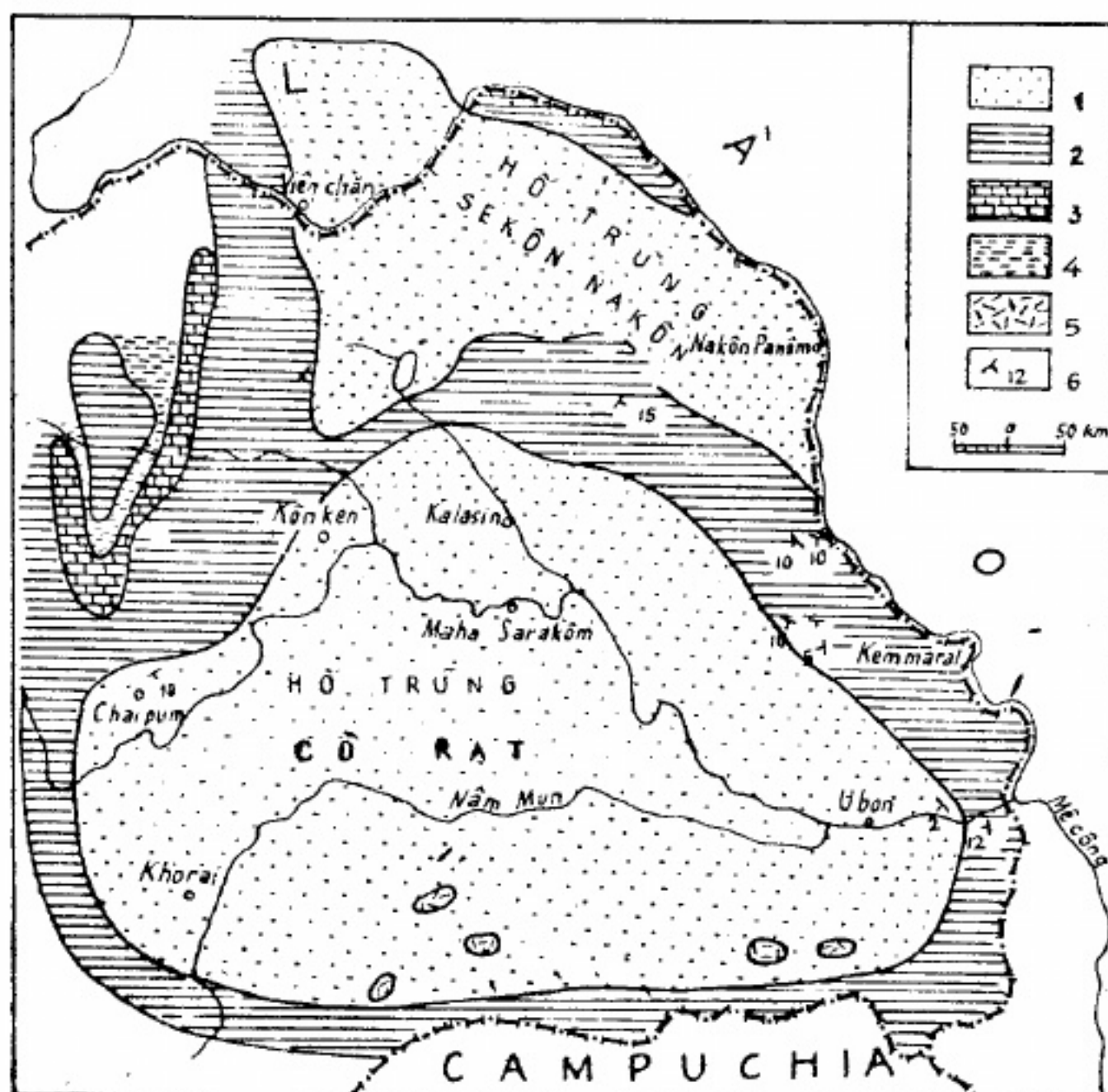
Ở *Thái Lan* trong Jura tiếp tục hình thành phần trên của loạt Corat (Korat). Đây là một loạt trầm tích vụn, tương lục địa ứng với tuổi Triat — Jura, có khả năng phần trên của loạt này có tuổi Krêta. Loạt trầm tích lục địa Corat hầu như nằm ngang, phủ trên một diện tích rộng lớn của cao nguyên Corat ở đông Thái Lan (h. 14-7 và 14-8).

Ở *tây Campuchia* trầm tích Jura và Krêta thuộc tương lục địa dày đến trên 1000m được các nhà địa chất Pháp gọi tên là «loạt cát kết trên», theo cách gọi chung của họ ở Đông Dương. Hiện nay chưa có tài liệu mới về «loạt cát kết trên» mà người Pháp định tuổi Jura — Krêta ở Campuchia, nhưng ở Việt Nam thì không phải tất cả những trầm tích được người Pháp gọi tên như vậy đều thuộc tuổi Jura — Krêta.

Trầm tích Jura ở Việt Nam và Lào. Trầm tích Jura tương lục địa là những hệ tầng đá vụn thô của hệ tầng Hà Cối phân bố rộng rãi ở Quảng Yên (vịnh Hà Cối) và Đông Bắc Bắc Bộ. Bề dày của hệ tầng Hà Cối tới một, hai nghìn mét. Ở Tây Bắc, trầm tích màu đỏ cùng tuổi phân bố ở dải núi Puđendinh, thung lũng Nậm Pồ (h. 14-9) và ở Sầm Nưa, Phongsali. Nhờ di tích thực vật được phát hiện ở nhiều nơi, người ta đã xếp những loạt trầm tích này thuộc Jura hạ (Liat). Hệ tầng Nậm Pồ (h. 14-9) nằm phủ bất chỉnh hợp góc trên trầm tích của điệp Suối Bàng (tuổi Nori — Ret). Thành phần của hệ tầng gồm cát kết, bột kết phân dải màu xanh xám ở phần dưới và cát kết, bột kết màu đỏ tím ở phần trên. Bề dày của hệ tầng tới 1000m.

Hình 14-7. Sơ đồ địa chất cao nguyên Corat (theo Postenikov).

1. cát kết và đá phiến màu đỏ (phần trên loạt Corat); 2. cuội kết, cát kết và đá phiến phân lớp xiên (phần dưới loạt Corat); 3. đá vôi Rat Buri (tuổi C — P); 4. loạt Kanchanaburi (S — D — C₁): đá phiến sét và cát kết dạng qaczit; 5. đá phun trào tuổi Đệ tam; 6. hướng dốc của các tầng đá.

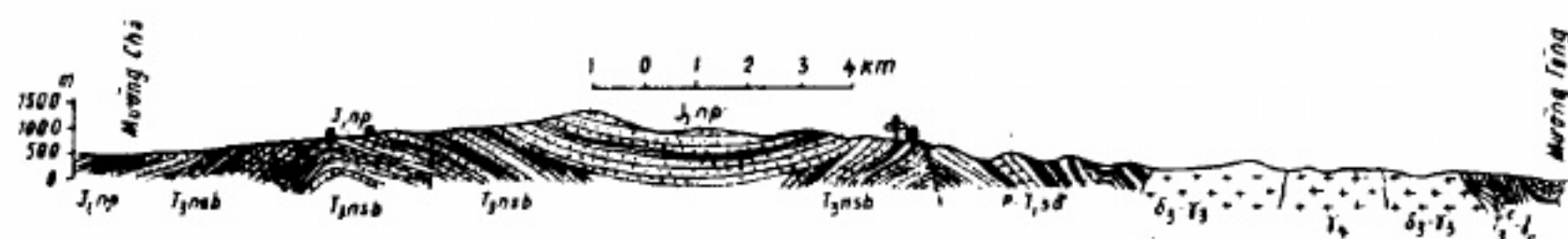


Hình 14-8. Mặt cắt qua cao nguyên Corat (theo Lee).

1. trầm tích Paleozoi; 2. phần dưới loạt Corat; 3. phần trên loạt Corat; 4. phun trào bazan.

Có lẽ «loạt Thọ Lâm» thuộc phần trên của trầm tích chứa than vùng Nông Sơn (vùng trung An Diêm) cũng cùng tuổi với những loạt trầm tích vừa nêu trên đây. Điểm khác biệt là ở đây có xen một số lớp chứa hóa thạch biển. Ở Đông Nam Bộ, đông Campuchia và nam Tây Nguyên, Saurin đã phát hiện loạt trầm tích nửa lục địa, chứa hóa thạch biển. Đó là hệ tầng không dày đá bột kết và đá phiến chứa hóa thạch thực vật và nhiều dạng hóa thạch cục đá, chân riu cho

tuổi Jura sớm như *Hildoceras cf. quadratum*, *Grammoceras lantenoisi*, *Inoceramus dubius*, *Astarte voltzi*, *Exogyra auricularis* v.v...



Hình 14-9. Mặt cắt địa chất qua vùng Mường Tòng — Mường Chà thể hiện mối quan hệ của hệ tầng Nậm Pồ với trầm tích khác (theo Hovjikov, có đơn giản bớt).

P — T₁sd — trầm tích Pecmi — Triat thuộc hệ tầng Sông Đà.

T₃^{nsb} — hệ tầng Suối Bàng tuổi Triat muộn (Nori — Ret).

J₁ np — hệ tầng Nậm Pồ tuổi Jura sớm.

T₃^{lc} — hệ tầng Lai Châu tuổi Triat muộn (Caeni).

σ₃ — γ₃ và γ₄ — granitoid tuổi Triat.

Trong Jura ở Việt Nam phổ biến hoạt động phun trào lục địa. Chúng hình thành những hệ tầng trầm tích và phun trào lục địa, phân bố rộng rãi ở vùng trung An Châu, Tú Lệ (Tây Bắc), Sầm Nưa, Phu Hoạt (tây Nghệ An). Đó là những đá riolit požia xen kẽ với trầm tích lục địa màu đỏ. Riêng ở vùng trung Tú Lệ bề dày của loạt trầm tích nguồn gốc núi lửa này dày tới hơn 4km.

ĐẠI ĐỊA MÁNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Khu vực Veckhoian — Chucotca (đông bắc Á). Chế độ địa mảng đầu Jura vẫn tương tự như ở kỷ Triat. Địa mảng thuần ở phía tây giáp với nền Sibêri, còn địa mảng thực thụ vùng Chucotca ở phía đông và giữa hai địa mảng đó là địa khối giữa Omolono — Columa. Hoạt động địa chất vào Jura sớm, Jura giữa có điểm sai khác với Triat là trong lúc này ở địa mảng thực thụ hoạt động phun trào vẫn yếu thì ở địa khối giữa Omolono — Columa do hoạt động đứt gãy mạnh mẽ dẫn theo sự thành tạo những hệ tầng phun trào từ bazơ đến axit.

Đầu Jura muộn ở khu vực địa mảng Veckhoian — Chucotca xảy ra hoạt động nghịch đảo (pha kiến tạo columa), hình thành cấu trúc mezozoit ở Viễn Đông Liên Xô kèm theo hoạt động xâm nhập macma axit. Cả địa khối giữa Omolono — Columa cũng chịu ảnh hưởng và bị gãy vỡ thành dạng khối. Chịu tác dụng của pha nghịch đảo columa cả khu vực địa mảng bị khép kín và trong Jura muộn hình thành miền vồng ven rìa Cận Veckhoian (Predveckhoian), ở rìa nền Sibêri. Trong những miền vồng giữa núi của khu vực uốn nếp địa mảng trầm đọng thành hệ molat chứa than (h. 15-4).

Khu vực Cordie (Cordillere — tây Bắc Mỹ). Trong Jura ba đới cấu trúc tiếp tục tồn tại là địa mảng thực thụ ở rìa Thái Bình Dương, địa mảng thuần ở rìa tây nền Bắc Mỹ và địa vòng lớn ở giữa hai đới vòng sụp địa mảng.

Chuyển động nghịch đảo vào cuối Jura (pha Nevada) đã làm thay đổi về cơ bản chế độ địa mảng xuyên kỷ từ Paleozoi ở tây Bắc Mỹ (h. 15-5). Chuyển động nghịch đảo thể hiện mạnh mẽ nhất ở phần địa mảng thực thụ, hình thành những cấu trúc uốn nếp phức tạp kèm theo xâm nhập axit như ở vùng núi Sierra — Nevada.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN LAURAZIA

Tây Âu

Vùng cấu trúc caledonit và hecxinit Tây Âu trong Jura và Krêta tiếp tục hình thành lớp phủ nền. Trầm tích Jura thành tạo trong những vòng nền Bắc Đức, Thuring. Anh — Pari, Aquitan v.v... (h. 14-10). Cuối Jura ở đây xảy ra chuyển động tạo núi gây gián đoạn trầm tích. Đầu Krêta, Tây Âu chủ yếu là lục địa hình thành trầm tích đầm hồ, biển lúc này chỉ còn ở phía bắc vòng nền Anh — Pari, Ba Lan — Đức.

Hình 14-10. Sơ đồ các cấu trúc chính của nền Paleozoi Tây Âu.

a. vùng nâng lộ đá móng cổ Tiền Cambri;
b. nền cổ Đông Âu; c. vùng nâng, lộ móng uốn nếp Paleozoi; d. miền sụp võng;
e. đai địa mảng Địa Trung Hải.

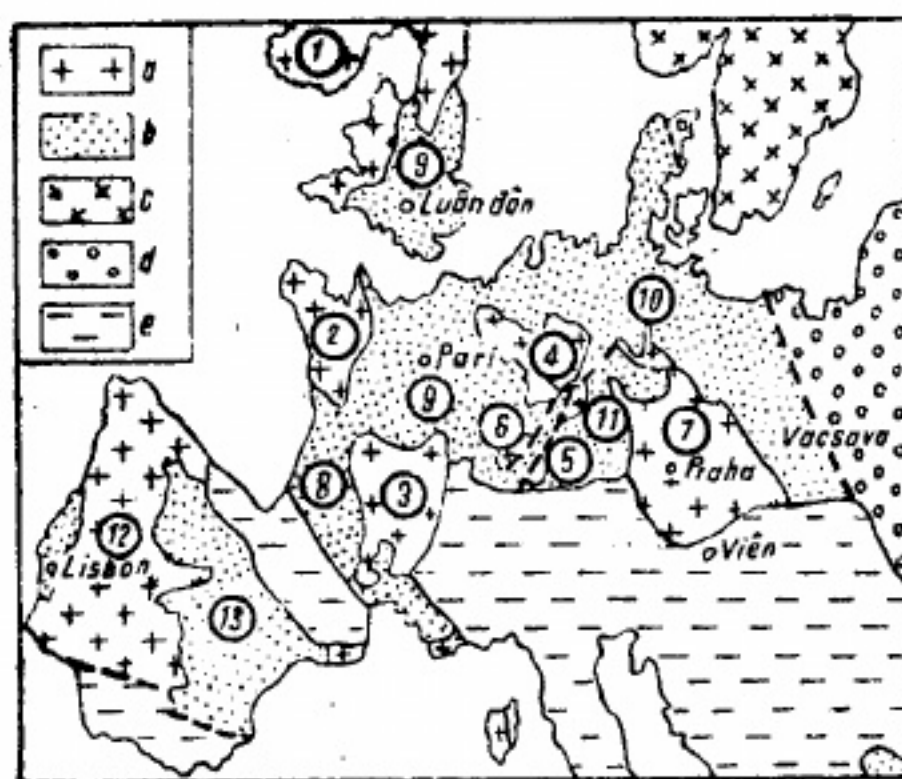
Số hiệu ghi trên bản đồ :

Vùng nâng : 1. caledonit ở Anh ;
2. khối American (Pháp) ; 3. khối Trung tâm (Pháp) ; 4. khối Ren (Đức) ; 5. khối Thụy Sĩ ; 6. khối Vosges ; 7. khối Bohem ;
12. khối Meseta.

Vùng võng nền trù (Paleozoi) : 8. võng Aquitan (Pháp) ; 9. võng Anh — Pari ; 10. võng Bắc Đức ; 13. võng Iberic.

Nền Đông Âu

Trong kỷ Jura hoạt động nâng hạ của nền Đông Âu chịu ảnh hưởng nhiều của địa mảng Địa Trung Hải. Những vùng chìm hạ chủ yếu nằm ở phía nam của nền, đôi khi biển cũng tràn từ phía bắc cực tới.



Trầm tích Jura hạ có mặt ở vùng Donbat, dưới cùng là cát kết và đá phiến tương lục địa, tiếp đến là trầm tích lục nguyên chứa nhiều hóa thạch chân riu và cúc đá. Xa hơn về phía bắc, ở nam Uran trầm tích tuổi Liat là loạt chứa than cũng thuộc tương lục địa.

Trầm tích Jura trung phân bố khá rộng rãi ở Ucrain, khu vực Caspien và lên tận vùng ngoại Mascova. Bên cạnh trầm tích biển ta vẫn đồng thời gặp trầm tích lục địa chứa than. Có thể nói là trong Jura trung nền Đông Âu có hoạt động biển tiến khá rộng rãi, biển tràn từ phía nam và tiến dần lên vùng Vonga, Uran, Mascova.

Cuối Jura trung biển bắt đầu cũng tràn từ phương bắc xuống (h. 14-11). Dần dần hai khu biển bắc và nam này tiến đến gặp nhau vào Jura muộn thành khu biển thống nhất chạy dọc theo phần giữa nền từ nam lên bắc. Trầm tích Jura thượng bề dày không lớn, nhiều khi chỉ tính bằng hàng chục centimet, nhưng lại rất phong phú hóa thạch. Căn cứ vào thành phần trầm tích và hóa thạch Strakhop cho rằng biển Jura muộn ở nền Đông Âu không sâu và có lẽ có nhiệt độ thấp hơn so với vùng biển địa máng ở phía nam. Ở đây vắng mặt hóa thạch san hô, trong khi đó ở phía nam nhóm hóa thạch này lại khá phong phú đã xác nhận kết luận của Strakhop.

Lịch sử của nền Đông Âu và vùng caledonit, hecxinit ở Tây Âu trong Jura có những nét gần gũi nhau về tiến trình phát triển: Quá trình biển tiến trong cả hai nơi đều bắt đầu từ đầu kỷ rồi mở rộng dần trong Jura giữa, Jura muộn. Cuối cùng do chịu ảnh hưởng của nghịch đảo kiến tạo của địa máng Địa Trung Hải ở phía nam nên biển lại nhanh chóng rút khỏi đại bộ phận lãnh thổ vào tận cùng của kỷ Jura.

Nền trẻ của đai Uran — Mông Cổ

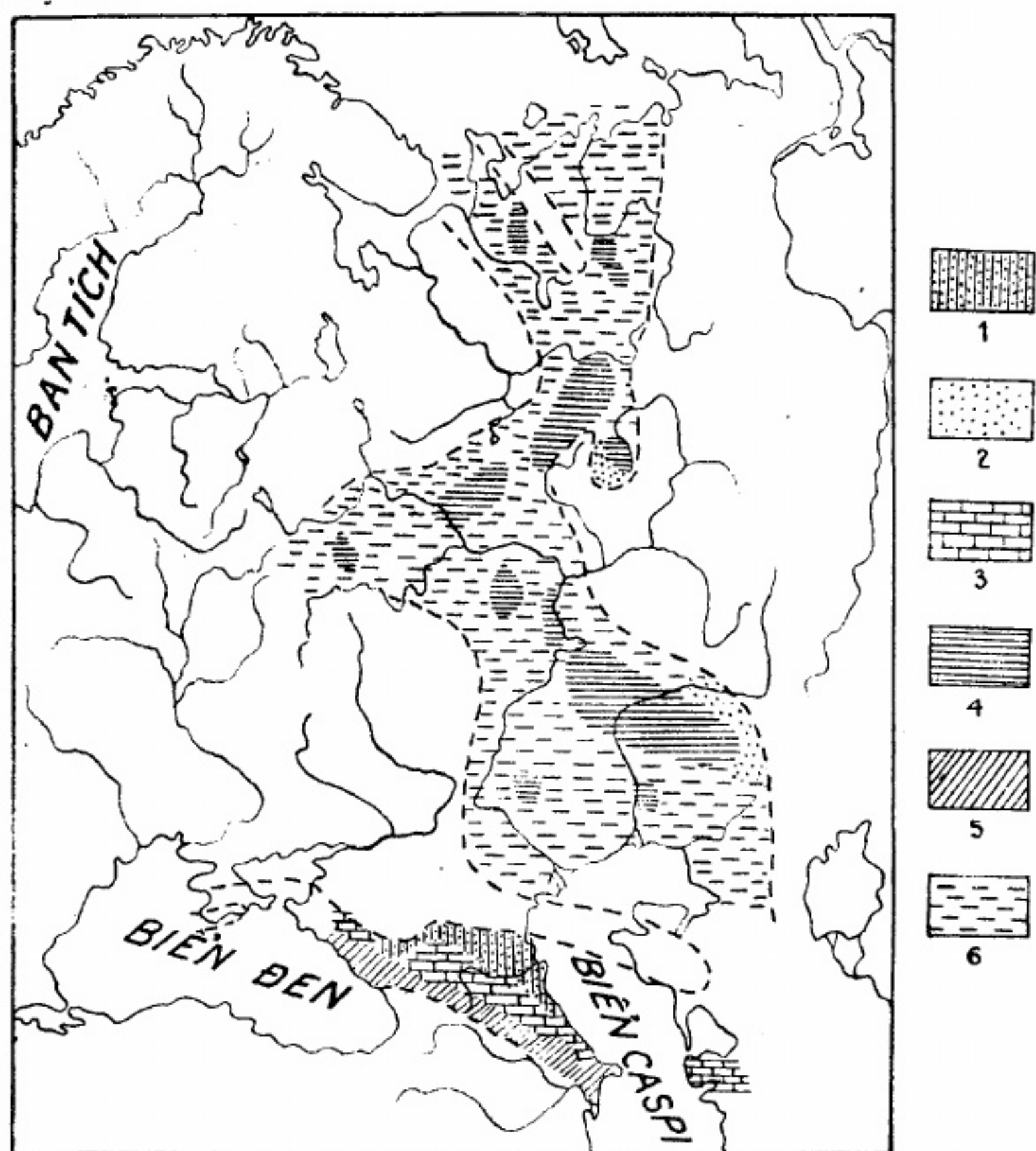
Khu vực uốn nếp paleozoit (baicalit, caledonit và hecxinit) Uran — Mông Cổ trong Jura tiếp tục hình thành lớp phủ nền trẻ. Tình chất của khu vực không đồng nhất. Trầm tích Jura chủ yếu thuộc tương lục địa chứa than như ở Trung Á, cũng có nơi thành tạo trầm tích màu đỏ chứa boxit và sắt như ở trung Cazactan, nam Uran v.v...

Trầm tích biển trong khu vực cũng gặp ở nhiều nơi như bắc Uran, vùng sông Iectut v.v... Vịnh biển Jura trong Jura sớm và Jura giữa chiếm lãnh thổ tây bắc nền Sibêri, sang đến Jura muộn biển mở rộng và bao trùm cả Uran, Cazactan, Antai v.v...

Nền Sibêri

Trong Jura và Krêta nền cổ Sibêri bị sụp chìm chủ yếu ở phía bắc và đông bắc. Vịnh biển của Jura sớm và Jura giữa phủ cả đến phía nam lưu vực sông Lena hiện nay. Cuối Jura và đầu Krêta do ảnh hưởng của pha nghịch đảo colur-ma ở địa máng Veckhoian — Chucotca nên rìa đông bắc của nền Sibêri cũng bị

nâng cao, đồng thời hình thành vòng ven rìa Cận Veckhoian. Trầm tích Jura thượng — Krêta hạ ở lưu vực Lêna thuộc tương lục địa đạt tới bề dày hai nghìn mét. Đó là trầm tích chứa than linhit và than nâu, đạt tới trữ lượng than trên 2 nghìn tỷ tấn.



Hình 14-11. Sơ đồ tương đá cổ địa lý nền Đông Âu trong Jura muộn (theo Strakhov).

1. trầm tích dolomit — thạch cao ; 2. cát kết ; 3. đá vôi ; 4. xen kẽ giữa sét và đá phiến cháy ; 5. filit ; 6. vùng biển Jura muộn.

Phía nam và tây nam của nền Sibêri trong Jura và Krêta cũng hình thành một số bồn trũng tạo trầm tích lục địa chứa than như vùng Ieccut.

Nền Trung Quốc

Lãnh thổ Trung Quốc, bao gồm cả hai khối nền cổ Hoa Bắc và Hoa Nam cùng với cấu trúc caledonit, hecxinit đã nối liền thành một lục địa thống nhất.

Trong Jura và Krêta đã hình thành những vùng sụp trong nội địa nền. Hai vùng trũng sụp lớn nhất đều nằm ở phía tây của nền : ở phía tây bắc là vùng trũng Ordos và phía tây nam là vùng trũng Tứ Xuyên. Ngoài ra ở phía đông của nền cũng hình thành nhiều vùng trũng riêng biệt.

Bề dày của trầm tích lục địa thô vụn tuổi Jura của các vùng trũng rất khác nhau, có nơi đạt tới 2—3 nghìn mét. Ở nhiều nơi liên quan với loạt trầm tích lục địa này đã phát hiện những khoáng sản thạch cao công nghiệp, khoáng sản than đá tuổi Jura ở vùng trũng Tứ Xuyên chứa đến 45 vỉa than, có trữ lượng khá lớn. Cuối Jura, pha đầu của chuyển động yanshan (Nhạn sơn = Yến sơn) đã nâng cao đại bộ phận các vùng trũng Ordos và gây uốn nếp phức tạp, đứt gãy các hệ tầng trầm tích Jura.

NỀN GONVANA

Jura và Krêta là thời kỳ phân tách chủ yếu của nền Gonvana thành những khối nền biệt lập. Quá trình phân tách này, như ta đã biết, bắt đầu từ Pecmi với sự hình thành của vịnh biển Mozambic ở phía đông nền Phi châu. Dẫn liệu về sự phân tách này là những loạt trầm tích biển tuổi Jura và Krêta ở ven đại dương hiện nay, những vùng đó trước kia biển không hề tràn vào.

Từ Jura nhiều khu vực rộng lớn của nền bị sụp chìm, nhất là những nơi giáp kề với Ấn Độ Dương hiện nay.

Phía đông Phi châu vịnh biển Mozambic được mở rộng thêm, khu biển vùng Arabi hình thành và mở rộng. Trầm tích biển tuổi Jura ở đây phần lớn là đá cacbonat.

Trầm tích biển cũng được hình thành ở phía tây bắc của nền Ấn Độ. Trong thành phần trầm tích, đá cacbonat cũng chiếm ưu thế, nhưng lên phần trên của mặt cắt đá lục nguyên chứa nhiều cục đá đóng vai trò chủ yếu. Ở phía đông nền Ấn Độ có trầm tích Jura thuộc tương ven biển, chứng tỏ từ Jura ở vùng vịnh Bengan hiện nay đã có biển. Hạ lưu sông Gange (sông Hằng) thành tạo trầm tích lục địa xen đá nguồn núi lửa trong máng nền Raimakhan (h. 13-12).

Trầm tích Jura tương biển cũng rải rác ở phía tây của châu Úc. Như vậy là đã có dẫn chứng về sự có mặt của biển ven bờ Ấn Độ Dương trong kỷ Jura. Dĩ nhiên là những vùng ven Ấn Độ Dương hiện nay (Đông Phi, Ấn Độ, Tây Úc) chỉ có thể có trầm tích biển khi đã có một khu biển rộng lớn vây quanh và tràn vào những lãnh thổ đó. Khu biển này được hình thành và trong Jura đã tách phần phía đông của lục địa Gonvana thành các khối nền riêng biệt : Phi châu, Ấn Độ và Úc châu. Trầm tích biển nước lợ tuổi Jura cũng đã gặp ở phía đông Braxin, điều này chứng tỏ vùng đông Braxin trong Jura đã là vùng bờ biển. Ở Mũi Xanh (đông nam của Nam Mỹ) cũng đã gặp trầm tích Jura tương biển. Những

dẫn liệu này ít ra cũng cho phép nghĩ đến sự hình thành một khu biển trong phạm vi nam Đại Tây Dương hiện nay. Vậy là hoàn toàn có khả năng trong Jura cũng đã bắt đầu có sự chia tách lục địa Nam Mỹ và châu Phi.

Ngoài những khu vực trầm tích biển xác nhận cho sự phân tách nền Gonvana đã nói trên đây, trong Jura các nền Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ và châu Úc là những lục địa lớn. Trên các lục địa đó cũng hình thành những vông nền lớn tích đọng trầm tích lục địa. Thành phần của hóa thạch thực vật và động vật trên cạn phát hiện trong trầm tích lục địa của các khu vực vừa nói chứng tỏ trong Jura tuy đã có sự phân tách nhưng chúng vẫn có mối liên hệ với nhau qua những « cầu nối » nào đó. Qua những cầu nối đó giới sinh vật trên cạn trao đổi với nhau, do đó mà hóa thạch Jura của Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ và châu Úc trong Jura vẫn rất gần gũi nhau.

HOÀN CẢNH CỎ ĐỊA LÝ

Jura là kỷ có diện biển ngập lớn trong lịch sử của vỏ quả đất, hoạt động biển tiến bắt đầu từ Jura sớm, sau chuyển động kimmeri' sớm ở Triat muộn (= indosini ở Đông Nam Á), rồi đạt mức cực đại ở đầu Jura muộn. Ngoài những khu vực địa mảng đang ở giai đoạn hoạt động sụp vông mạnh mẽ như Codie, Andet và những khu vực ở Địa Trung Hải v.v. ..., trong Jura nhiều nền đã bị biển ngập trên phạm vi diện tích rộng lớn. Phần phía tây của nền Laurazia (đại bộ phận Tây Âu), Đông Phi, Tây Úc, Tây Sibêri và một phần Trung Á v.v. ... đều bị biển ngập. Nhiều tư liệu địa chất đạt được trong những năm gần đây cho phép nhận định có cơ sở về sự hình thành Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương trong Jura. Ngoài ra cũng có những dẫn liệu về sự thành tạo Bắc Băng Dương trong giai đoạn này.

Bề mặt lục địa trong Jura cũng phân dị khá rõ ở những vùng khác nhau trên vỏ quả đất, ở nhiều nơi cũng thể hiện tính chất chia cắt của địa hình. Sự phân bố nhiều trầm tích vụn thô, nhất là trong các thành hệ trầm tích lục địa, là cứ liệu cho nhận định này. Trên phạm vi lục địa châu Á có những vùng trũng nội địa lớn như vùng trũng Ordos và Tứ Xuyên ở Trung Quốc. Liên quan với hoạt động tạo núi nền, trong Jura ở nhiều nơi của châu Á như Việt Nam, đông và đông nam Trung Quốc, Viễn Đông Liên Xô hoạt động núi lửa lục địa khá phổ biến. Những hệ tầng phun trào lục địa tuổi Jura ở Trung Quốc dày hàng nghìn mét. Ở Việt Nam phun trào lục địa cũng có ở một số nơi nhưng tập trung chủ yếu ở vùng Tú Lệ. Cuối Jura, liên quan với chuyển động nghịch đảo kimmeri' ở nhiều khu vực địa mảng và chuyển động yanshan ở Trung Quốc nên nhiều vùng núi đá được thành tạo ở những vùng trũng trước đây, tính chất địa hình càng thể hiện tính chất chia cắt.

Điều kiện khí hậu trong Jura theo Xinhixun (1962) có thể phân làm hai giai đoạn khác nhau. Giai đoạn đầu, khí hậu kế thừa tính chất khí hậu cuối

Triat — từ kỷ Jura muộn đến hết Jura trung. Đó là khí hậu ẩm có độ ẩm cao, không thể hiện tính chất phân dị địa lý rõ nét. Trên bề mặt vỏ quả đất lúc này thực vật ưa khí hậu ẩm áp phát triển lên đến cả những vĩ độ cao như ở vùng Spitbec là nơi nay có khí hậu lạnh. Thực vật tạo than có mặt ở rất nhiều nơi xa nhau, những mỏ than tuổi Jura có trữ lượng khá lớn đã phát hiện ở Trung Quốc, Sibêri, châu Âu v.v... Vòng gỗ hàng năm của thực vật không thể hiện rõ nét, điều này chứng tỏ khí hậu Jura không biến đổi nhiều theo mùa. Tuy người ta cũng phân chia các khu vực địa lý thực vật trong Jura nhưng những khu vực đó không xác nhận sự khác biệt nhau lớn về điều kiện khí hậu. Ở Âu — Á lúc này có hai khu vực : khu vực Sibêri — phong phú từng bách và bạch quả, khu vực Ấn — Âu phong phú dương xỉ và tuế. Ở cả hai khu vực đều đã phát hiện nhiều than đá, tuy ở khu vực thứ nhất ít than hơn. Như vậy là thực vật ở cả hai khu vực đều xác minh tính chất ưa ẩm và độ ẩm cao, nhưng có thể cho rằng khu vực Sibêri có nhiệt độ dịu hơn. Dẫn liệu về thành phần trầm tích liên quan với quá trình phong hóa cũng phù hợp với điều ta vừa nêu. Ở khu vực Sibêri, trong trầm tích lục địa phong phú thành hệ màu xám — cuội kết, cát kết, aegilit, còn trong trầm tích biển là các trầm tích lục nguyên màu xám chứa ít cacbonat. Điều này chứng tỏ quá trình phong hóa cơ học đóng vai trò chủ yếu. Ở khu vực Ấn — Âu quá trình phong hóa hóa học có vai trò ưu trội rõ rệt, phổ biến trong các thành hệ tương lục địa là các loại trầm tích màu đỏ nhiều thành phần sắt và mangan (Xinhixun, 1962).

Từ Jura muộn điều kiện khí hậu thay đổi và tiếp diễn sang Krêta. Lúc này xuất hiện sự phân đới khí hậu rõ nét trên vỏ quả đất. Trong phạm vi lục địa châu Á đã hình thành đới khí hậu khô nóng ở Trung Á. Sự phân bố động vật và thực vật đã xác minh cho nhận định này.

Chương 15

KỶ KRÊTA (K)

Kỷ Krêta tiếp theo sau Jura, dài khoảng 70 triệu năm, cách đây 137 — 67 triệu năm. Tên của kỷ có nghĩa là phấn, do trong kỷ này phổ biến trầm tích phấn trắng viết bằng. Hệ này do Omaliut Aloy (Omalius d'Halloy), nhà địa chất Bỉ, phân định năm 1822. Hệ có hai thống là hạ gồm 5 bậc và thống thượng gồm 7 bậc, tên các bậc ghi trong bảng tuổi địa chất cuối chương 3. Trước đây ký hiệu của bậc là Cr, gần đây hội nghị địa chất quốc tế quy định lại ký hiệu các hệ

chỉ gồm một con chữ và hệ Krêta mang ký hiệu K. Mặt cắt chuẩn của các bậc phân lớn được xác lập lần đầu ở Pháp, một số khác ở Thụy Sĩ, Hà Lan và Đan Mạch.

THẾ GIỚI SINH VẬT

Sinh vật kỷ Krêta có mối liên hệ chặt chẽ với sinh vật Jura, đồng thời cũng xuất hiện nhiều yếu tố mới bắt nguồn cho sinh giới Kainozoi, cuối kỷ nhiều nhóm đặc trưng cho Mezozoi như cúc đá, tên đá, bò sát v.v..., bị tiêu diệt hoàn toàn.

Động vật không xương sống

Trong động vật biển của Krêta tiếp tục phát triển cúc đá, tên đá, chân riu, trùng lỗ, cầu gai, san hô sáu tia v.v...

Cúc đá trong Krêta cũng gồm những đại biểu của bộ Ammonitida có đường thùy yên phức tạp, nhưng thành phần giống loài đã thay đổi khác hẳn; đến cuối kỷ cúc đá hoàn toàn bị tiêu diệt.

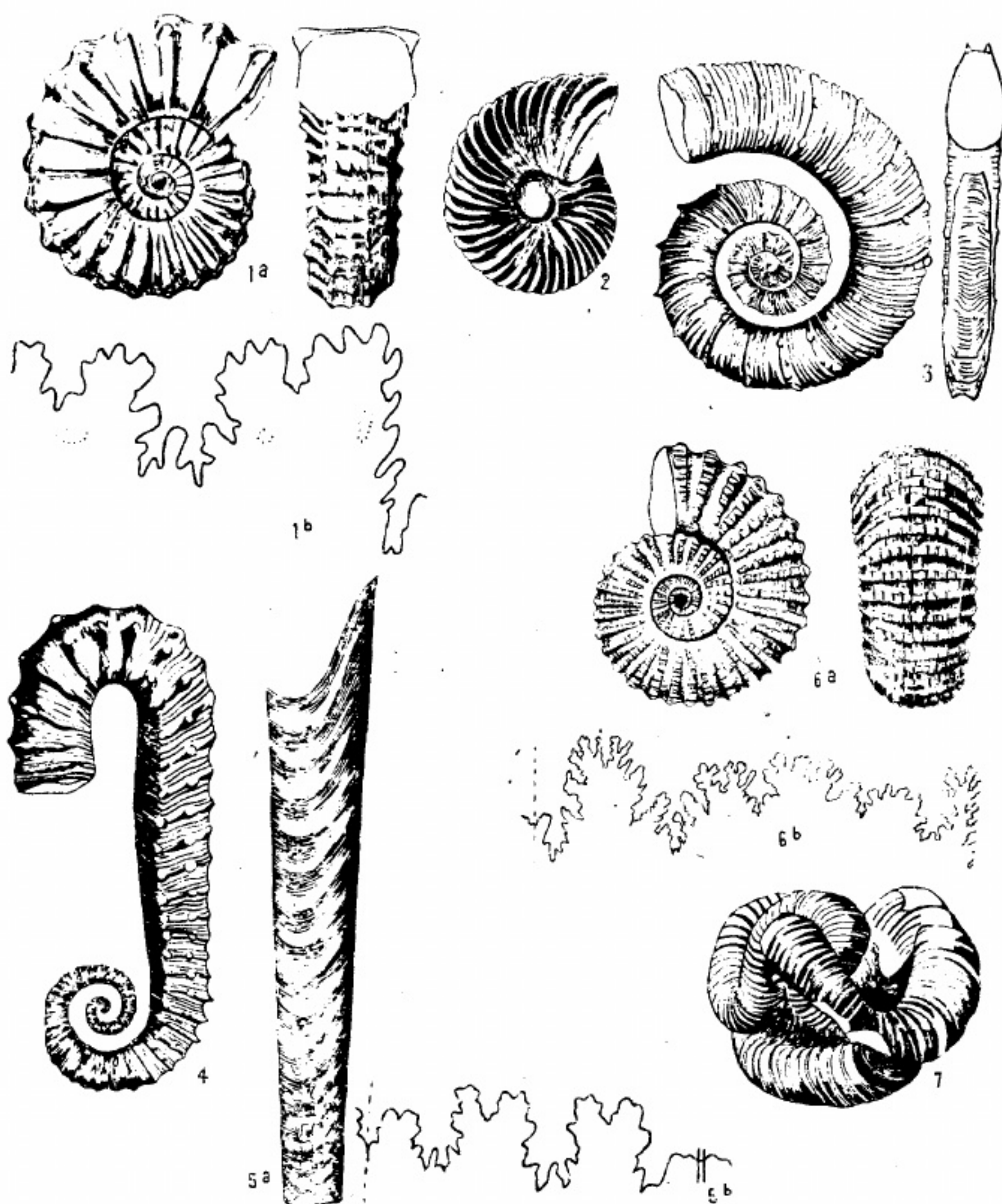
Những dạng mang tính kế thừa của Triat phổ biến cùng với những dạng đặc trưng của Jura. Trong các giống thuộc nhóm này có thể kể đến *Simbirskites*, *Hoplites*, *Douvilleiceras* (h. 15-1).

Đặc biệt trong Krêta có nhiều dạng thoái hóa, người ta cho rằng đó là dấu hiệu của quá trình tiêu diệt nhóm sinh vật này. Sự thoái hóa thể hiện ở tính chất của vòng cuộn, ở sự quay lại trạng thái lạc hậu của đường thùy. Vòng ôm có thể duỗi dần, không khớp kín như *Crioceratites*, *Ancyloceras* (h. 15-1) và cuối cùng duỗi thẳng như *Baculites* lặp lại tính chất của *Orthotetes* là dạng cổ xưa của chân đầu. Cũng có loại có kiểu vòng cuộn rối như *Nipponites*. Hướng giảm thoái thứ hai là quay lại kiểu đường thùy lạc hậu của *Ceratites* như giống *Tissotia*. Sự tăng kích thước khổng lồ có lẽ cũng là một biểu hiện trên con đường tiêu diệt như giống *Pachydiscus* có đường kính vòng vỏ tới 2m.

Tên đá tiếp tục phát triển rồi tiêu diệt vào cuối kỷ; các dạng đặc trưng là *Duvalia*, *Belemnitella*.

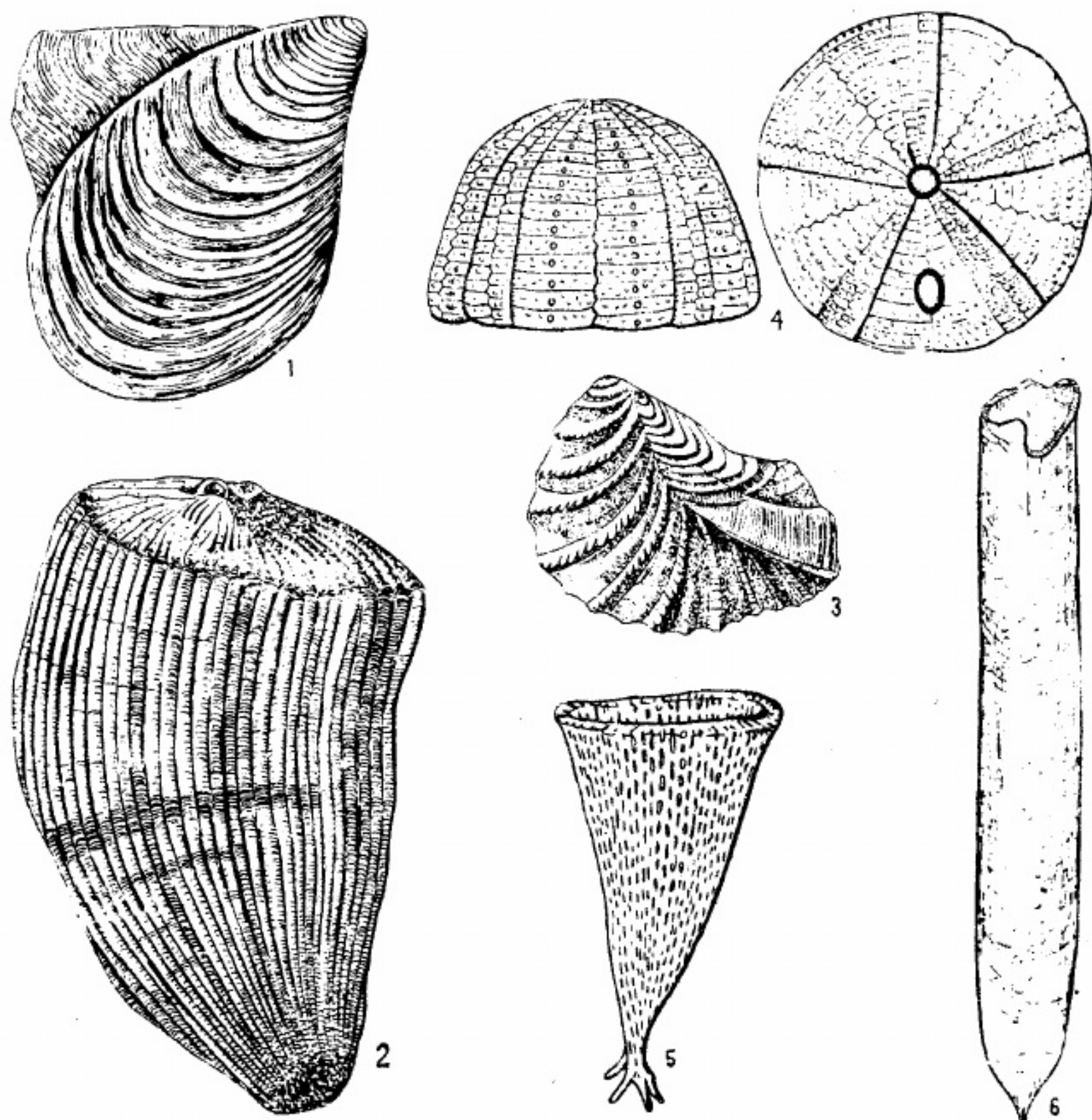
Chân riu trong Krêta cũng tiếp tục phát triển và có nhiều dạng rất đặc trưng. Đáng chú ý nhất là những đại biểu của giống *Inoceramus* (h. 15-2) có vỏ dày, kích thước lớn (có khi tới 1m), *Exogyra*, *Neithea*, *Trigonia*, *Trigonoides* v.v... của bộ cơ không đều. Các giống của bộ gờ ráp thích nghi với đời sống vùng ám tiêu như *Hippurites*, *Durania*, *Toucasia*, v.v... (h. 15-2).

Ngành da gai trong Krêta cũng phát triển mạnh mẽ, nhất là những đại biểu của cầu gai không đều đặn.



Hình 15-1. Cúc đá của Krêta.

1. *Acanthoceras rothomagensense* Orb. ; 2. *Hoplites denlatus* Sow. ; 3. *Crioceratites nolani* Kilian ; 4. *Ancyloceras matheroni* Orb. ; 5. *Baculites anceps* Orb. ; 6. *Douvillericeras mamilatum* Schloth. ; 7. *Nipponites mirabilis* Yabes.

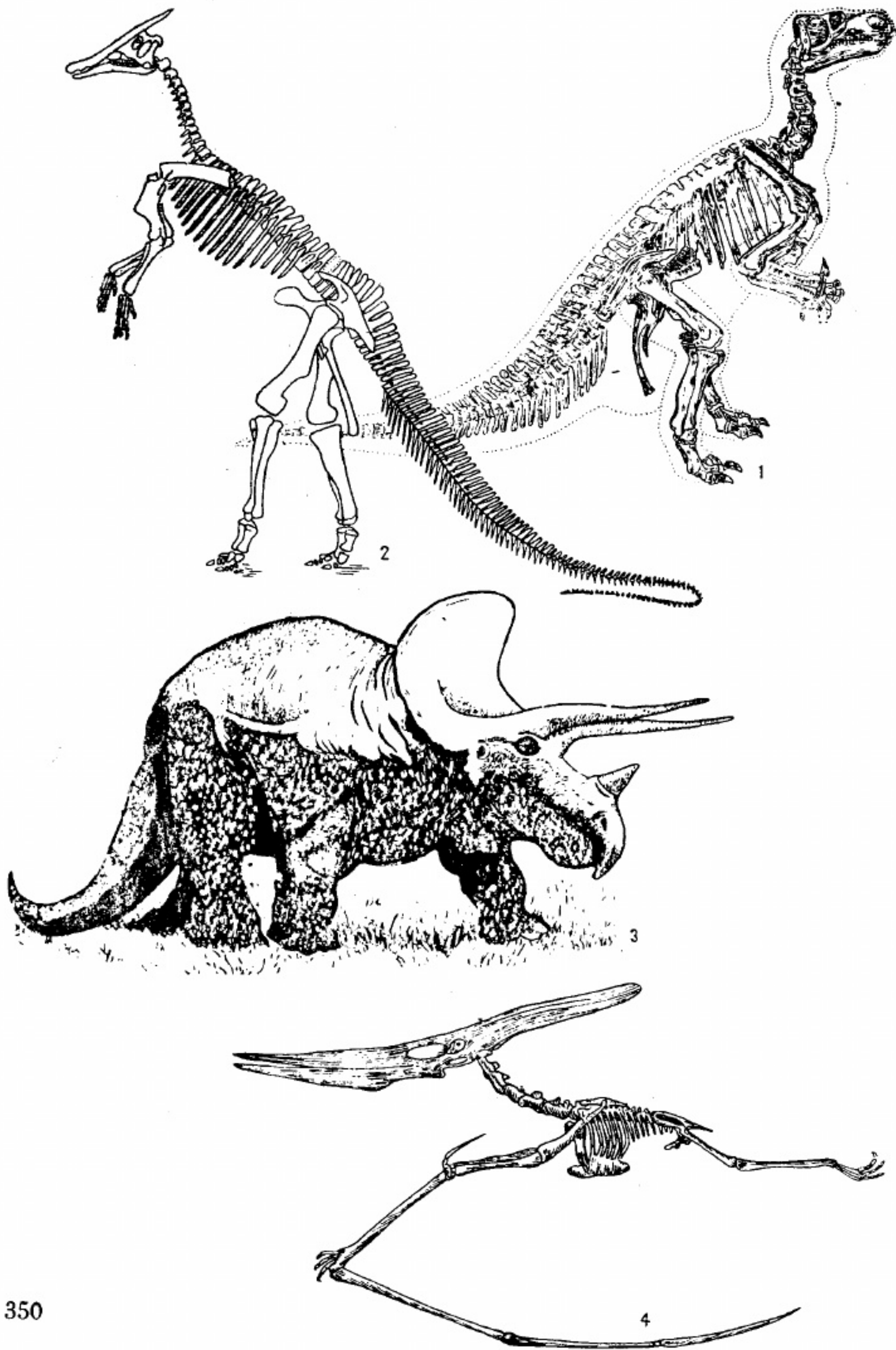


Hình 15-2. Hóa thạch thân mềm và các nhóm khác trong Krêta.

1. *Inoceramus brongniarti* Mantell. ; 2. *Hippurites gossaviensis* (Douvill ); 3. *Lino-trigonia fittoni* (Deshayes) ; 4. *Discoidea cylindrica* Lamack ; 5. *Ventriculites striatus* smith ; 6. *Bellemnitella mucronata* (Schloth).

Trùng lỗ là một nhóm hóa thạch có ý nghĩa tạo đá rất lớn trong Krêta. Chính những tầng đá phấn tuổi Krêta phổ biến rộng rãi ở Tây Âu và nền Nga chủ yếu do vỏ của trùng lỗ tạo nên.

Ngoài những nhóm đã nói trên động vật không xương sống ở biển Krêta còn có san hô sáu tia, tay cuộn, chân bụng v.v... nhưng vai trò của chúng không lớn.





← Hình 15-3. Bò sát và chim trong Krêta.

1. *Iguanodon*; 2. *Saurolophus*; 3. *Triceratops*;
4. *Pteranodon*; 5. *Protoceratops*; 6. Chim *Ichthyornis*.

Động vật có xương sống

Bò sát khổng lồ vẫn tiếp tục phát triển nhưng đến cuối kỷ Krêta cũng bị tiêu diệt hoàn toàn. Trong kỷ có nhiều dạng khổng lồ ăn thịt như *Tyrannosaurus* dài tới 14m, cao 5m, sọ dài đến 1,1m. Những dạng ăn cỏ giảm thoái dần. Ở một số nơi thuộc bán cầu nam có *Titanosaurus*, kích thước trung bình. Giống bò sát khổng lồ này cũng tìm thấy ở Mường Pha lan (Lào), riêng đuôi của nó cũng cao bằng đầu người.

Trong số bò sát hòng chim vẫn còn những dạng đứng trên hai chân sau, có khả năng chạy nhanh, ăn cỏ, như *Iguanodon* dài gần 10m, cao 5m, sống ở vùng khí hậu á nhiệt đới; những dạng sống lưỡng cư, chân có màng và đuôi dài để bơi, lỗ mũi ở phía đỉnh đầu như *Corythosaurus*. Đặc biệt trong Krêta rất phát triển những dạng bốn chân, trên đầu có những bộ phận bảo vệ rất đặc biệt. Đó là *Triceratops*, hình dạng như một con tê giác dài 6 — 7m, có 3 sừng, mình thô, cổ ngắn, đặc biệt có một cái khiên phủ gáy bằng da dày.

Ở dưới nước bò sát hình cá đã giảm thoái nhưng lại phát triển thần lẫn biển kích thước lớn như *Mosasaurus*, *Tylosaurus*, dài hơn 10m, cổ ngắn đuôi khỏe thuộc nhóm ăn thịt, chỉ chuyên hóa thích nghi với hoạt động bơi lội. Ngoài ra, rùa biển khá phát triển; bò sát bay đã hiếm dần nhưng có những dạng rất lớn như *Pteranodon*, sải cánh dài hơn 7m, sọ dài, mỏ có nhiều răng, trên đỉnh đầu có xương sọ kéo dài về phía sau thành hình cái mào. Bắt đầu xuất hiện rắn, còn cá sấu thì biến đổi hiện đại hóa dần.

Chim. Đã có mặt những dạng hoàn thiện mà đuôi đã rút ngắn lại, xương ức phát triển để thuận lợi cho sự bay, cánh chuyên hóa hơn, tuy nhiên mỏ vẫn còn có răng, ví dụ như *Ichthyornis*. Đến Krêta muộn xuất hiện một số nhóm dạng hạc, dạng vịt.

Động vật có vú chưa có sự phát triển quan trọng so với kỷ Jura. Vẫn thấy một vài dạng ăn cỏ có răng kiểu gặm nhấm, vài dạng ăn sâu bọ. Những dạng có rau cỏ sơ xuất hiện, đánh dấu một bước tiến bộ trong việc bảo vệ con cái trong sự tiến hóa của động vật.

Thực vật

Trong nửa đầu kỷ Krêta thực vật trên cạn vẫn có thành phần và dạng chung như ở kỷ Jura, bao gồm các đại biểu của tuế, bạch quả, quả nón và dương xỉ. Sang nửa sau của Krêta sớm, thêm vào phức hệ thực vật Mezozoi điển hình đó đã bắt đầu xuất hiện các yếu tố mới thuộc dạng thực vật hạt kín.

Sang Krêta muộn, sự phát triển của thực vật có hoa hạt kín đã làm giới thực vật có những biến đổi sâu sắc, trở thành thực vật dạng Kainozoi (Kainophyta). Sự phát triển này bắt đầu diễn ra ở vùng quanh cực bắc, sau đó chuyển dần xuống Bắc Mỹ, châu Âu và châu Á và lan nhanh ra khắp các lục địa. Ở Krêta muộn đã có nhiều giống cây quen thuộc hiện nay như sồi (*Quercus*), liễu (*Salix*), phong dương (*Betula*), lan (*Magnolia*) v.v...

Trong kỷ Krêta sự phân bố của động vật biển thể hiện rõ ba khu vực là khu hệ bắc, nam và ở giữa là khu hệ Địa Trung Hải.

Cuối kỷ Krêta đã xảy ra sự kiện lớn trong lịch sử phát triển của thế giới sinh vật. Hàng loạt nhóm sinh vật bị tiêu diệt khá đột ngột. Ở dưới biển thì cúc đá, tên đá, bò sát bơi v.v... ; ở trên cạn tất cả bò sát khổng lồ đều bị tuyệt giống. Nguyên nhân của sự tuyệt giống đồng thời của nhiều nhóm sinh vật vào cuối Krêta vẫn là một vấn đề chưa được làm sáng tỏ trong khoa học.

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MÁNG

ĐẠI ĐỊA MÁNG ĐỊA TRUNG HẢI

Phần Tây Địa Trung Hải

Địa máng Anpơ

Quá trình nghịch đảo kiến tạo ở địa máng Anpơ đã bắt đầu diễn ra từ cuối Jura, đầu Krêta trong địa máng này đã hình thành nhiều cấu trúc nội địa vòng như ta đã nói đến trong chương trước. Cuối Krêta sớm hoạt động nghịch đảo kiến tạo ở địa máng Anpơ xảy ra mạnh mẽ. Sau hoạt động này hoàn cảnh thay

đồi, nội địa máng Penin tắt dần, còn ngoại địa máng Đophon — Henvet tiếp tục sụp võng theo kiểu địa máng thuần. Ở Krêta muộn trong miền đông của Đophon — Henvet và đông Anpơ thành tạo thành hệ flit.

Địa máng Capca

Hình thái cấu trúc của địa máng Capca chưa có biến đổi lớn so với cuối Jura. Hai đới võng địa máng ứng với sườn bắc và sườn nam Capca bị ngăn cách do địa vòng Capca Lớn nằm ở giữa. Trong Krêta võng địa máng sườn bắc Capca chủ yếu thành tạo trầm tích cacbonat, bề dày dưới 1500m, còn sườn nam Capca thành tạo trầm tích lục nguyên và flit cacbonat dày tới 5km. Địa vòng Capca Lớn nói chung trong Krêta muộn được mở rộng hơn do sự gia nhập của những cấu trúc dương mới hình thành, do đó võng địa máng ở hai phía của địa vòng di chuyển xa hơn về phía bắc và phía nam.

Phía đông đại Địa Trung Hải — Khu vực Đông Dương

Trong Krêta ở đây tiếp tục quá trình tạo núi sau nền. Trầm tích lục địa được hình thành ở nhiều nơi, đồng thời thành tạo các hệ tầng đá phun trào,

Miến Điện, Thái Lan và Campuchia

Ở Miến Điện trầm tích Krêta thuộc tương lục địa màu đỏ, hình thành trong những vùng trũng riêng biệt cùng với trầm tích Jura.

Ở Thái Lan trong Krêta tiếp tục tích đọng trầm tích lục địa của loạt Corat (Korat). Trầm tích lục địa của loạt Corat chiếm diện tích rất lớn trên lãnh thổ các võng nền (xem hình 14-7, 14-8). Trầm tích lục địa màu đỏ và chủ yếu là cát kết được xác định tuổi Krêta cũng gặp ở Tây Campuchia.

Trầm tích Krêta ở Việt Nam và Lào

Trầm tích Krêta ở Việt Nam và Lào gồm loạt đá cát kết và đá phiến màu đỏ tím rất đặc trưng. Chúng phân bố rộng rãi ở vùng An Châu — Đình Lập (Đông Bắc), Yên Châu, Pu Sam Cap, Tú Lệ (Tây Bắc) và ở tây Quảng Bình, ở Lào. Loạt trầm tích lục địa màu đỏ này hình thành trong những vùng trũng riêng biệt mang tính chất vùng trũng giữa núi. Do tính chất của từng vùng trũng đó mà bề dày của trầm tích Krêta thay đổi từ vài ba trăm mét (như ở Yên Châu) đến một vài nghìn mét. Ở vùng đèo Mụ Giạ (Quảng Bình) và Hạ Lào đã phát hiện tập hợp hóa thạch chân riu nước lợ gồm nhiều đại biểu của giống *Hoffetrigonia*, *Plicatounio*, *Unio*. Ở Mường Pha lan (Hạ Lào) đã phát hiện nhiều di tích xương của bò sát khổng lồ: *Titanosaurus falloti*, *Manschurosaurus laosensis*, *Hadrosarus* sp. v.v...

Cùng với trầm tích lục địa màu đỏ vừa nói trên, trong Krêta ở vùng trũng Tú Lệ (Tây Bắc) đã hình thành loạt đá trầm tích phun trào lục địa dày trên 1500m gồm otofia và comendit.

Liên quan với hoạt động tạo núi nền, hoạt động xâm nhập macma diễn ra khá mạnh trong khu vực uốn nếp Đồng Dương như ở Miến Điện, Thái Lan, Lào, Việt Nam và Vân Nam (Trung Quốc). Như ở chương 14 đã nói, trên lãnh thổ Việt Nam xâm nhập macma và phun trào Jura — Krêta chắc chắn là cùng nguồn. Các khối xâm nhập axit á núi lửa của phức hệ Phu sa phin (granit, granosienit, sienit) phân bố ở Tú Lệ, phức hệ granit chứa thiếc (phức hệ Pia Oac) phân bố rộng rãi ở Pia Oac (Cao Bằng), Thiện Kế, Đá Liền (Đắc Thái), tây Nghệ An v.v. ...

Qua những điều vừa trình bày trên đây chúng ta thấy trong Krêta tiếp tục quá trình tạo núi nền đã bắt đầu từ Jura ở khu vực Đồng Dương. Các vùng trũng lục địa giữa núi được thành tạo và tích đọng trầm tích lục địa màu đỏ, trầm tích biển nửa lục địa chỉ được thành tạo ở một vài vùng nhỏ hẹp ở rìa đông nam của địa khối Indosinia (đông Campuchia và đông Nam Bộ). Quá trình tạo núi nền dẫn theo hoạt động phun trào và xâm nhập mạnh mẽ trên lãnh thổ Đồng Dương.

ĐẠI ĐỊA MÁNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Khu vực Veckhoian — Chucotca (đông bắc Liên Xô)

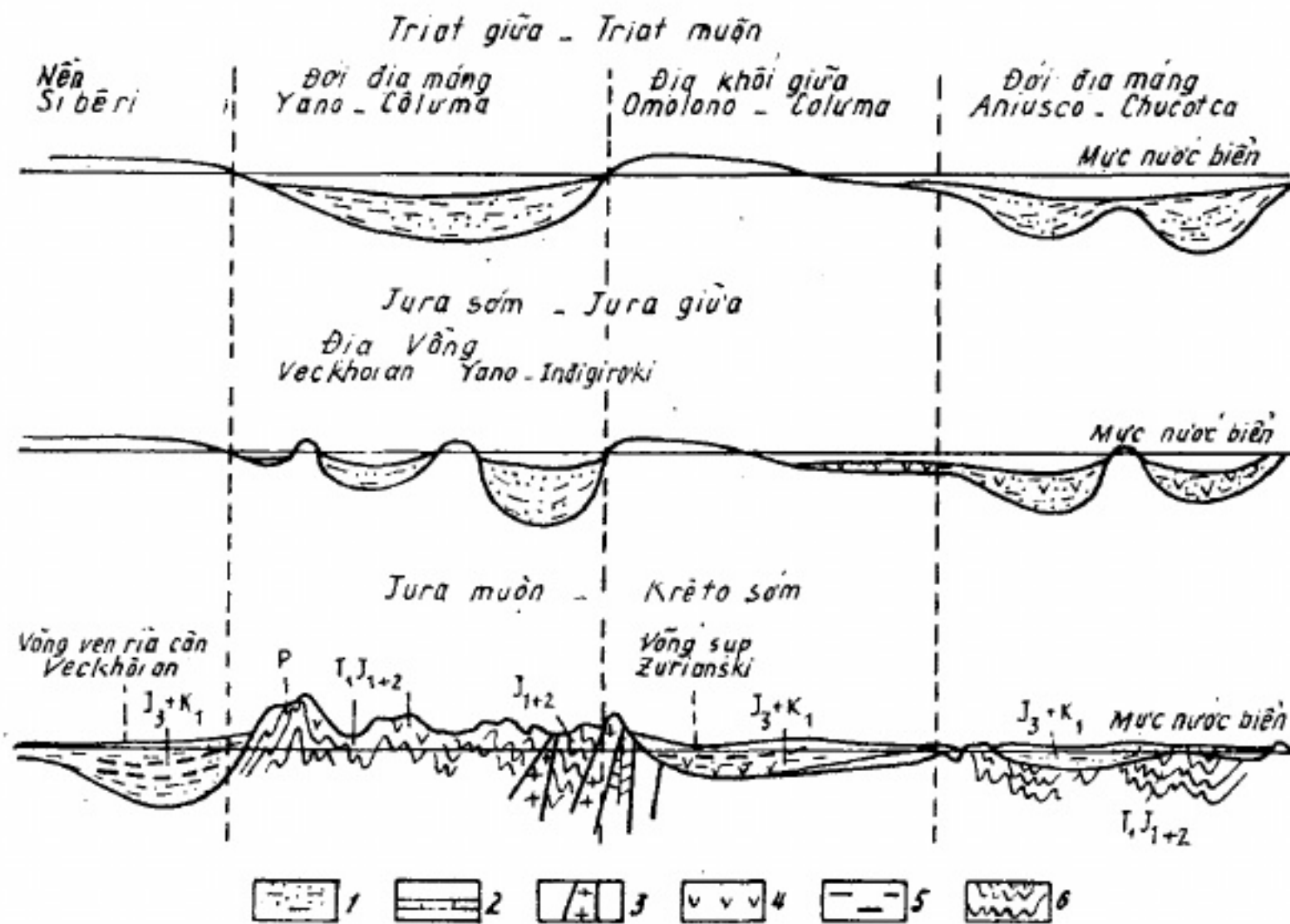
Chịu tác dụng của pha nghịch đảo Columa cả khu vực địa máng bị khép kín và ngay từ Jura muộn hình thành miền vồng Cận Veckhoian (Predverkhoian), ở rìa nền Sibêri. Trong những miền vồng giữa núi của khu vực uốn nếp địa máng trầm đọng thành hệ molat chứa than (h. 15-4).

Trong Krêta sớm tiếp tục quá trình tạo núi sau địa máng, hình thành molat và xâm nhập. Chuyển động tạo núi ở Krêta sớm tiếp tục làm phức tạp hơn cấu trúc khu vực, kết thúc hoàn toàn chế độ địa máng, hình thành chế độ nền trẻ, lục địa. Từ sau đó chế độ địa máng chỉ còn ở rìa cực đông thuộc khu vực địa máng trẻ Đông Á (vùng Camsatca, Nhật Bản).

Khu vực Cordie (Cordiellere — tây Bắc Mỹ)

Sau chuyển động nghịch đảo vào cuối Jura (pha Nevada), chế độ địa máng xuyên kỳ từ Paleozoi ở tây Bắc Mỹ đi đến kết thúc trên đại bộ phận lãnh thổ (h. 15-5).

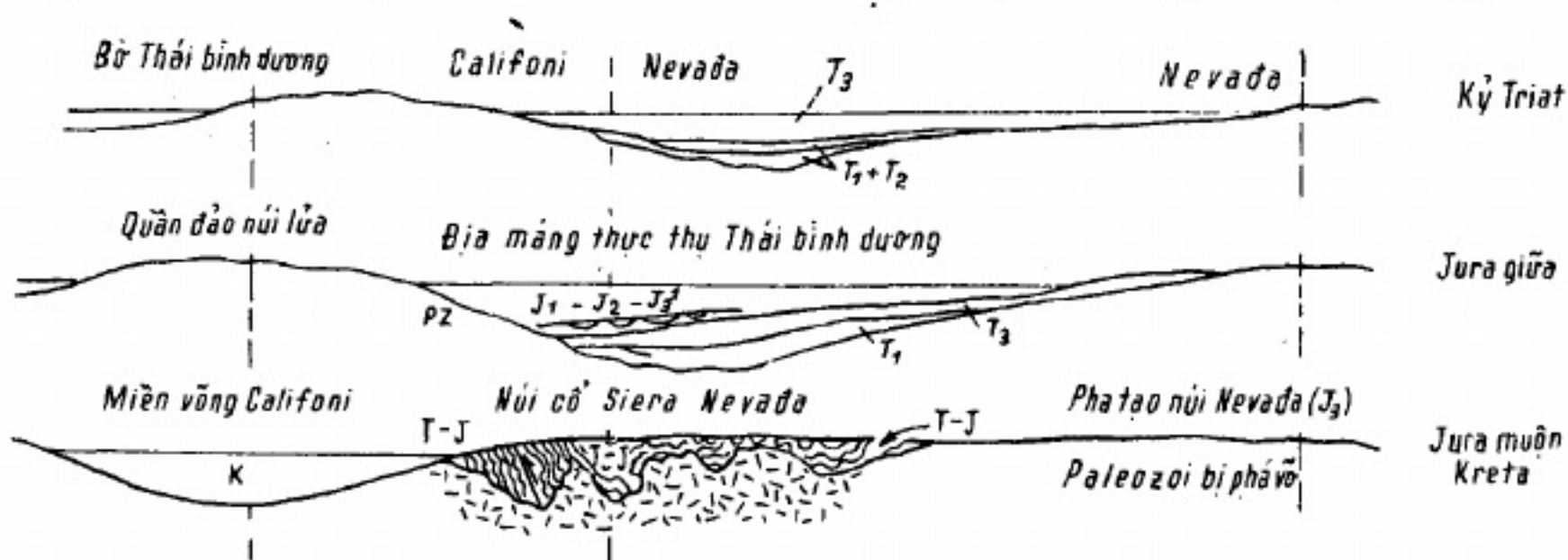
Trong Krêta ở tây Bắc Mỹ tiếp tục quá trình tạo núi kết thúc chế độ địa máng. Nhiều khối granitoit khổng lồ dạng batolit ở Califocni, Alasca đã được hình thành trong Krêta. Liên quan với các loạt granitoit này có những khoáng sản vàng nổi tiếng thế giới. Đồng thời với quá trình chuyển động nghịch đảo ở địa máng, miền vồng rìa nền được thành tạo ở rìa tây của nền Bắc Mỹ, bề dày trầm tích Krêta ở đây đạt tới 5—6km. Trong nội địa vùng cấu trúc uốn nếp sau nghịch đảo đã hình thành những vùng trũng tích đọng vật liệu thô vụn kiểu molat như ở Alasca



Hình 15-4. Sơ đồ phát triển khu vực địa móng Veckhoian — Chucotca ở Mesozoi (theo Nhemcop, Gustomesov và Xeisler).

1. trầm tích cát kết, đá phiến sét; 2. trầm tích cacbonat; 3. đá xâm nhập; 4. trầm tích nguồn núi lửa; 5. than; 6. cấu trúc uốn nếp.

Cuối Krêta chuyển động larami ⁽¹⁾ đã kết thúc toàn bộ chế độ địa móng thực thụ và địa móng thuần của khu vực Cordie ở tây Bắc Mỹ. Từ đây chế độ địa móng chỉ còn tồn tại ở rìa Thái Bình Dương thuộc chu kỳ kiến tạo Anpi.



Hình 15-5. Sơ đồ phát triển của phần tây địa móng tây Bắc Mỹ trong Mesozoi.

(1) Gọi theo tên sông Larami ở tây Bắc Mỹ.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

NỀN LAURAZIA

Tây Âu

Tại vùng cấu trúc caledonit và hecxinit Tây Âu trong Krêta tiếp tục hình thành lớp phủ nền. Cuối Jura ở đây xảy ra chuyển động tạo núi gây gián đoạn trầm tích. Đầu Krêta, Tây Âu chủ yếu là lục địa hình thành trầm tích đầm hồ, biển lúc này chỉ còn ở phía bắc vông nền Anh — Pari, Ba Lan — Đức. Giữa Krêta biển tiến rộng rãi, ngập vào đại bộ phận nền trẻ Tây Âu và hình thành trầm tích cacbonat dạng đá phấn, có nơi bề dày trầm tích tới 1,5km. Cuối Krêta cả khu vực bị nâng cao, biển rút khỏi nền Paleozoi Tây Âu.

Nền Đông Âu

Trong chương 14 chúng ta đã biết từ kỷ Jura hoạt động nâng hạ của nền cổ Đông Âu chủ yếu chịu ảnh hưởng của địa mảng Địa Trung Hải.

Đầu kỷ Krêta chế độ của nền vẫn tiếp tục giữ tính chất như cuối Jura, phủ trên diện tích rất rộng lớn từ Biển Đen lên đến vông nền Mascova. Nhưng sang đến Krêta muộn có sự thay đổi lớn, biển chỉ còn phủ những diện tích hạn chế ở phía nam của nền. Cuối Krêta muộn nền bị nâng cao, trầm tích biển tuổi này chỉ gặp ở vùng Cận Caspi mà thôi.

Nền trẻ của đai Uran — Mông Cổ

Trong kỷ Krêta khu vực cấu trúc paleozoit (caledonit, hecxinit và cả baicalit nữa) thuộc đai uốn nếp Uran — Mông Cổ tiếp tục hình thành lớp phủ nền.

Khu vực biển rộng lớn ở cuối kỷ Jura sang đầu Krêta lại bị thu hẹp, biển lại rút về vị trí như đầu Jura, những nơi khác tiếp tục thành tạo trầm tích lục địa hoặc chịu tác dụng phong hóa, bào mòn.

Krêta muộn phần phía tây của nền trẻ Uran — Mông Cổ bị sụp chìm nhanh chóng. Vịnh biển từ bắc cực xuống và từ Địa Trung Hải lên đã nối liền nhau và bao phủ một diện tích rộng lớn, trong đó có nơi hình thành trầm tích Krêta dày đến 1000m. Vùng giữa và phía đông như Buriat, Mông Cổ tiếp tục hình thành trầm tích lục địa. Đặc biệt trầm tích lục địa tuổi Krêta ở Mông Cổ đã nổi tiếng vì rất giàu hóa thạch bò sát khổng lồ.

Ở vùng Zabaican, trong Krêta tiếp tục phát triển vùng sụp do những đứt gãy lớn theo phương vĩ tuyến. Trong những vùng sụp này đã thành tạo những hệ tầng đá phun trào Jura — Krêta dày.

Nền Sibêri

Cũng như trong kỷ Jura nền cổ Sibêri trong kỷ Krêta bị sụp chìm chủ yếu ở phía bắc và đông bắc. Cuối Jura và đầu Krêta do ảnh hưởng của pha nghịch

đảo columna ở địa mảng Veckhoian — Chucotca nên rìa đông bắc của nền Sibêri cũng bị nâng cao, đồng thời hình thành vũng Cạn Veckhoian. Trầm tích Jura thượng — Krêta hạ ở lưu vực Lêna thuộc tương lục địa, đạt tới bề dày hai nghìn mét. Đó là trầm tích chứa than linhhit và than nâu, đạt tới trữ lượng than trên 2 nghìn tỷ tấn.

Phía nam và tây nam của nền Sibêri, trong Krêta những bồn trũng nội địa tiếp tục thành tạo trầm tích lục địa chứa than như vùng Iecut.

Nền Trung Quốc

Trong Krêta các vùng trũng lớn Tứ Xuyên, Ordos vẫn tiếp tục tồn tại, đồng thời hình thành thêm nhiều vùng trũng ở phía đông Trung Quốc như vùng trũng Nam Kinh, Phúc Kiến v.v... (h. 15-6). Trong các vùng trũng Ordos và Tứ Xuyên vẫn tiếp tục hình thành trầm tích vụn thô lục địa, có nơi đạt tới bề dày hơn 2 nghìn mét.



Hình 15-6. Sơ đồ các vùng trũng trầm tích Krêta ở Trung Quốc (theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »).

1. ranh giới vùng trũng;
2. đường đẳng dày;
3. cát kết;
4. cát kết xen kẽ đá phiến;
5. cuội kết;
6. phun trào axit và trung tính;
7. phun trào bazơ.

Điểm đặc biệt đáng chú ý là sự hình thành những vùng trũng ven Thái Bình Dương trong đó phổ biến hoạt động phun trào. Những vùng trũng đó càng về phía đông càng tăng thành phần phun trào như ở địa phận Giang Tây, Quảng Tây, Quảng Đông, Phúc Kiến v.v... Thành phần trầm tích đại thể gồm cuội kết tụ, cát kết tụ và liparit, pofia có nơi đạt tới bề dày vài nghìn mét.

Như vậy là trong Jura và Krêta lục địa thống nhất ở Trung Quốc do hoạt động đứt gãy sâu ở móng mà hình thành những vùng trũng nội địa. Hiện tượng hoạt động phun trào mạnh mẽ ở các bồn trũng lục địa phía đông nền Trung Quốc có liên quan trực tiếp với nguồn macma xuyên lên do các đứt gãy móng vừa nói. Đồng thời với hoạt động phun trào là hoạt động xâm nhập macma axit khá mạnh trong Jura và Krêta ở phía đông nền Trung Quốc. Nhiều khối granitoid lớn ở nền Trung Quốc đã được xuyên lên vào Jura muộn ứng với sự hoàn thành quá trình nghịch đảo tạo núi yanshan. Chuyển động yanshan (Yến Sơn) gồm ba pha diễn ra ở Jura muộn, giữa Krêta và cuối Krêta (theo Hoàng Cáp-thanh) đã kết thúc chế độ sụp võng Mezozoi của nền Trung Quốc.

Hoạt động sụp võng Mezozoi trong nội địa của nền Trung Quốc với sự hoạt động phun trào mạnh mẽ và kết thúc bằng chuyển động nghịch đảo yanshan gây uốn nếp phức tạp là một vấn đề được nhiều nhà địa chất đề công nghiên cứu. Phần lớn uốn nếp trong giai đoạn này có dạng nếp vòng kiểu vòm, nếp vòng đoản ở phía tây và nếp uốn dạng lược ở phía đông. Đây chính là hoạt động tạo núi nền mà ta đã nói đến ở chương 4. Hiện tượng này đã được gọi bằng nhiều tên khác nhau như chế độ nền hoạt động (hồi sinh), võng sụp kiểu Thái Bình Dương, địa oa v.v... Hoàng Cáp-thanh (1945) cũng đã gọi đây là hiện tượng uốn nếp móng và phủ nền dọc phía đông Trung Quốc, Sibêri theo kiểu Thái Bình Dương.

NỀN GONVANA

Trong kỷ Krêta tiếp tục quá trình chia tách nền Gonvana, mở rộng những khu biển đã hình thành trong Jura.

Hiện tượng chia tách nền, hình thành, mở rộng biển giữa Nam Mỹ và châu Phi, giữa châu Phi, Ấn Độ và châu Úc được xác nhận qua sự có mặt trầm tích Krêta tương biển ở ven rìa Ấn Độ Dương và nam Đại Tây Dương. Đó là những trầm tích tương biển gần bờ gồm cát kết và những lớp kẹp hoặc thấu kính vôi ở đông Braxin, Đông và Tây Phi v.v...

Ngoài những riềm trầm tích biển vừa nói, chế độ lục địa vẫn chiếm ưu thế ở các lục địa thuộc nền Gonvana trước đây.

Nam Mỹ trong Krêta vẫn là một lục địa lớn. Trầm tích lục địa được hình thành trong những võng nền Amazon và Parnaíba (h. 13-12).

Châu Phi trong Krêta sớm cũng là một lục địa lớn, nhưng sang Krêta muộn biển đã tràn vào phía bắc nền. Khu biển này bao phủ trên phạm vi diện tích

rất rộng lớn của nền. Khu biển Tetit ⁽¹⁾ trong Krêta đã mở rất rộng thêm ở Bắc Phi, ở đó đã thành tạo trầm tích cacbonat trên diện tích rộng lớn.

Ấn Độ trong Krêta chịu tác dụng biển tiến cả ở phía đông và phía tây của nền. Trầm tích lục địa thuộc phần trên của loạt Gonvana được hình thành trong vũng nền Decan. Điểm đặc biệt nhất của lịch sử nền Ấn Độ trong Krêta là trong vũng nền Decan (cao nguyên Decan hiện nay) đã có hoạt động phun trào bazan rất mạnh mẽ. Hoạt động phun trào lục địa theo dạng khe nứt ở Decan là kiểu phun trào bậc thang đã diễn ra từ cuối Krêta sang đầu Paleogen. Sản phẩm của chúng phủ trên một diện tích khổng lồ đến trên 500 nghìn km^2 . Thành hệ phun trào bậc thang này có thể dày tới 2000m gồm đá phun trào, tuf xen kẽ với trầm tích lục địa sông hồ. Chắc chắn hiện tượng phun trào mạnh mẽ trên diện tích khổng lồ của lục địa Ấn Độ này có mối liên hệ hữu cơ với quá trình phân tách lục địa Gonvana.

Nền Châu Úc trong Krêta ngoài phần phía tây bị ngập biển ra, phần còn lại cũng là lục địa lớn. Trầm tích lục địa tuổi Krêta cũng được hình thành trong vũng nền Actezian.

Hóa thạch động vật trên cạn và thực vật Krêta phát hiện trong các lục địa thuộc nền Gonvana vẫn có những nét gần gũi nhau. Điều đó chứng tỏ trong Krêta tuy về cơ bản nền Gonvana đã bị phân tách thành các khối nền riêng biệt nhưng giữa chúng vẫn còn mối liên hệ qua « cầu nối » nào đó.

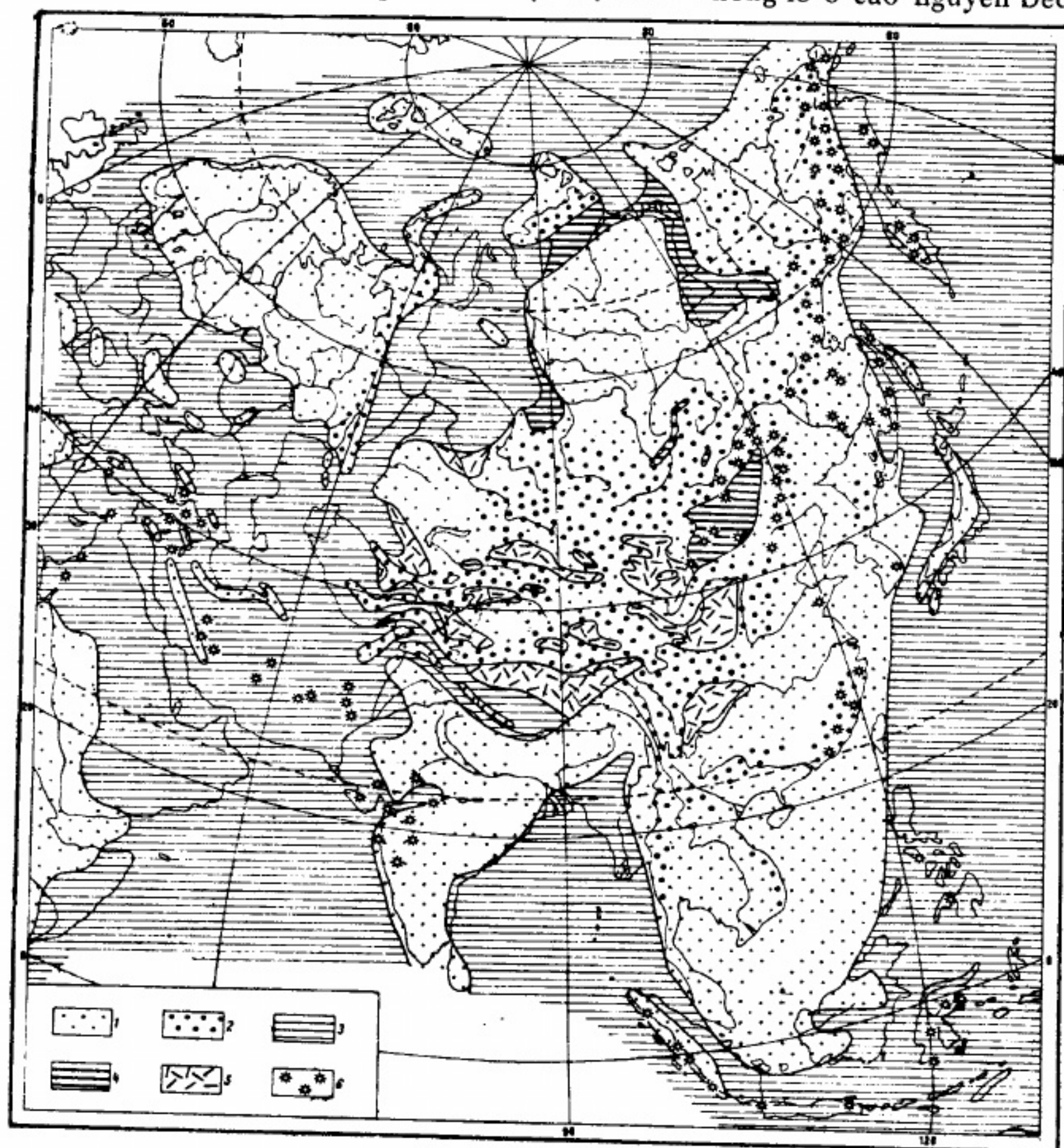
HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

Trong kỷ Krêta có sự thay đổi khá rõ nét về hình thái lục địa của nửa đầu và nửa sau của kỷ. Ở Krêta sớm, về cơ bản cả Laurasia và Gonvana đều là lục địa, biển chỉ có ở một số nơi như bắc và đông châu Âu, tây Sibêri. Sang đầu Krêta muông biển được mở rộng (h. 15-7), nhiều khu vực rộng lớn của lục địa đã bị chìm ngập dưới biển, sự phân tách nền Gonvana cũng cơ bản hoàn thành cùng với sự xuất hiện những đại dương phân cách các khối lục địa ở bán cầu nam. Cuối kỷ hoàn cảnh cổ địa lý lại thay đổi, biển lại rút dần khỏi nhiều phạm vi của nền.

Dựa vào tính chất của đá trầm tích có thể cho rằng trong Krêta ở nền cổ rất bằng phẳng. Ở những khu vực uốn nếp paleozoit tuy là địa hình núi nhưng không thể hiện tính tương phản của địa hình. Địa hình tương phản chỉ thể hiện rõ nét ở khu vực địa máng mới xảy ra nghịch đảo như ở đông bắc Á, quần đảo Mã Lai v.v...

(1) Tetit từ tiếng Hy Lạp có nghĩa là thần biển. Trong địa chất học, biển Tetit là khu biển chủ yếu ứng với địa máng Địa Trung Hải. Phạm vi của Tetit bao gồm cả Địa Trung Hải hiện nay và những vùng đã bị uốn nếp trong Mezozoi và Paleogen — Neogen như Anpơ qua Hy Lạp — Capca — Hymalaya và Đông Dương. Biển Caspi, Biển Đen và Địa Trung Hải hiện nay là phần sót lại của Tetit.

Điều đáng chú ý là suốt một dải Đông Á từ đông nam Trung Quốc theo hướng á kinh tuyến đến tận Chucotka và xa hơn về phía tây như Zabaican, Mông Cổ trong Krêta đã hình thành một đai núi lửa hoạt động mạnh mẽ. Chắc chắn rằng hiện tượng này có liên quan với hoạt động tạo núi nền. Cùng với dạng núi lửa lục địa này là hoạt động núi lửa ngầm ở địa máng như Camsatca, Hokaido v.v... Ở Địa Trung Hải hoạt động của núi lửa yếu hơn và tập trung chủ yếu ở đoạn giữa. Hiện tượng núi lửa lục địa lớn nữa là ở nền Ấn Độ. Lớp phủ dung nham tuổi Krêta phủ trên một diện tích khổng lồ ở cao nguyên Đecan.



Hình 15-7. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong Krêta muộn (theo Nínhixun).
1-2. lục địa đồng bằng (1) và lục địa núi (2); 3. biển; 4-5. vùng trũng thành tạo trầm tích chứa than (4) và trầm tích màu đỏ (5); 6. núi lửa.

Điều kiện khí hậu của Krêta có những sai khác khá rõ so với Jura. Dựa theo sự phân bố của sinh giới có thể cho rằng trong Krêta có sự phân đới khí hậu. Đới khí hậu nóng ẩm trùng với khu vực Tetit, cả rìa bắc và rìa nam của Tetit đều gặp trầm tích chứa muối tuổi Krêta sớm (Trung Á, Bắc Phi v.v...). Xa hơn về phía bắc của Laurasia (Yacutia, Viễn Đông Liên Xô, Tây Mỹ) trầm tích Krêta lại phong phú thành hệ chứa than, xác nhận cho tính chất khí hậu ẩm áp và có độ ẩm cao. Khu vực khí hậu ẩm và ẩm chiếm đại bộ phận bán cầu bắc cho đến tận rìa Bắc Băng Dương. Ở bán cầu nam khí hậu ẩm cũng chiếm diện tích lớn.

Liên quan với quá trình biến tiến rộng rãi ở đầu Krêta muộn, tính phân đới khí hậu lúc đó thể hiện không rõ nét nữa. Sự khác biệt của sinh giới Địa Trung Hải và các biển phía bắc giảm hẳn, bên cạnh đó là sự phát triển, phân bố rộng rãi trầm tích cacbonat tương biển. Nhiệt độ trung bình của khu vực ôn đới trong Krêta khá cao so với hiện nay : $+22^{\circ}\text{C}$ ở vùng biển Aran (hiện nay là $+10^{\circ}\text{C}$), $+13^{\circ}\text{C}$ ở tây Sibêri (hiện nay là $+4^{\circ}\text{C}$). Đặc điểm của khí hậu địa cực không thấy rõ trong Krêta, nhưng đến cuối kỷ nhiệt độ trung bình hạ xuống rõ rệt ($+6^{\circ}$ đến $+8^{\circ}\text{C}$). Có lẽ sự hạ thấp nhiệt độ nhanh chóng này là một trong những nguyên nhân chính dẫn đến sự diệt vong nhiều nhóm sinh vật vốn quen sống ở khí hậu ẩm áp như ta đã biết.

Chương 16

NHỮNG NÉT LỚN TRONG LỊCH SỬ MEZOSOI

NHỮNG BIẾN ĐỔI LỚN TRONG SINH GIỚI

Trong Mesozoi thế giới sinh vật có những biến đổi lớn lao và nhanh chóng. Hàng loạt những nhóm sinh vật đặc trưng và phát triển phong phú trong Paleozoi thì sang ngay đầu Mesozoi đã không còn nữa hoặc chỉ còn vài dạng di thừa như bộ ba thùy, san hô bốn tia và san hô vách đáy, nhiều bộ của tay cuộn, bộ trùng thoi, nhóm Ceratites của lớp chân đầu v.v... Trong Mesozoi xuất hiện và phát triển những nhóm sinh vật đặc trưng như cóc đá, tên đá của ngành thân mềm, bò sát khổng lồ và thực vật có hoa hạt trần v.v... Dựa vào thành phần của sinh vật chúng ta có thể thấy ba giai đoạn phát triển trong lịch sử sinh giới của Mesozoi là 1) giai đoạn khởi đầu ; 2) giai đoạn đặc trưng và 3) giai đoạn cuối.

Giai đoạn khởi đầu của sinh giới Mesozoi trùng vào kỷ Triat. Tính chất của sinh giới lúc này một mặt mang một số tính chất kế thừa của Paleozoi, mặt khác bắt đầu có những yếu tố đặc trưng cho Mesozoi.

Tính kế thừa sinh giới Paleozoi thể hiện ở sự có mặt một số đại biểu của san hô bốn tia, nhóm Ceratites của lớp chân đầu, một số đại biểu của nhóm đầu giáp (lưỡng cư cổ) v.v... Những yếu tố đặc trưng cho Mesozoi hoặc mới xuất hiện hoặc mới bắt đầu phát triển chứ chưa đạt mức phong phú. Ngành thân mềm là một ngành động vật phát triển rầm rộ trong Mesozoi nhưng trong kỷ Triat cũng chỉ có lớp chân riu là phát triển mạnh mẽ. Trong các đại biểu của lớp chân đầu chỉ mới phát triển nhóm Ceratites còn nhóm Ammonites chưa có là bao. Bộ tên đá (Bellemnitida) cũng chỉ mới ở thời kỳ xuất hiện chưa có ý nghĩa đáng kể. Bò sát khổng lồ là nhóm động vật đặc trưng nhất cho sinh cảnh của Mesozoi thì trong Triat cũng chưa đa dạng và phong phú lắm. Trong khi đó nhóm đầu giáp (Stegocephalia) của lưỡng cư cổ vẫn tiếp tục phát triển. Động vật có vú tuy đã xuất hiện trong Triat nhưng có lẽ sự cạnh tranh dữ dội của bò sát là một trong những nguyên nhân kìm hãm sự phát triển trong suốt Mesozoi của lớp động vật cao cấp nhất này.

Nếu như Triat là giai đoạn khởi đầu rõ rệt của động vật Mesozoi thì sự bắt đầu của thực vật Mesozoi (Mezophyta) lại đã bắt đầu từ Pecmi muộn với sự phát triển của thực vật có hoa hạt trần thay thế cho thực vật thạch tùng, dương xỉ của Paleozoi.

Giai đoạn đặc trưng của sinh giới Mesozoi bao gồm kỷ Jura và nửa đầu kỷ Krêta. Tính chất của động vật và thực vật trong giai đoạn này hoàn toàn đặc trưng cho Mesozoi, những dạng di thừa của Paleozoi đều đã tiêu diệt hết trong kỷ Triat.

Đặc trưng nhất cho động vật biển của giai đoạn này là sự phát triển phong phú, đa dạng, biến đổi nhanh của cúc đá và tên đá trong lớp chân đầu. Cúc đá rất đa dạng và có đường thùy yên kiểu Ammonites phức tạp. Hai bộ mới xuất hiện trong Jura là Lytoceratida và Ammonoida đều nhanh chóng đạt mức độ phát triển cực thịnh bên cạnh những đại biểu mới của bộ Phylloceratida. Bộ Bellemnitida là bộ lớn nhất của tên đá cũng chủ yếu phát triển trong Jura và Krêta. Bên cạnh lớp chân đầu những đại biểu của lớp chân riu và chân bụng cũng phát triển rầm rộ.

Trong động vật không xương sống ở biển các đại biểu của san hô sáu tia, cầu gai đều đặn đều phát triển. Theo Noimair và Kovalevski trong Jura và Krêta có thể phân hai khu vực địa lý động vật biển rõ rệt. Khu vực Địa Trung Hải phát triển phong phú san hô sáu tia và chân riu vỏ dày (bộ Rudistae). Khu vực bắc phát triển phong phú hơn về cúc đá, tên đá và chân riu.

Nổi bật hơn cả trong giới động vật của giai đoạn Jura — Krêta sớm là sự phát triển phong phú, đa dạng của lớp bò sát với những đại biểu khổng lồ, trong khi vai trò của lưỡng cư cổ không còn đáng chú ý nữa. Bò sát đã có mặt đủ trong ba môi trường : trên cạn, trên không, dưới nước và cũng có đủ các nhóm hung dữ ăn thịt, ăn cỏ, ăn lá. Trong suốt lịch sử vỏ quả đất chưa khi nào giới động vật lại có nhiều những sinh vật khổng lồ như bò sát của Jura — Krêta sớm. Số lượng cá voi to lớn hiện nay chỉ là số ít, trong khi đó bò sát khổng lồ dài 30 — 40m đã chiếm vị trí thống trị trên vỏ quả đất vào giai đoạn ta đang nói.

Sự phát hiện đơn lẻ hóa thạch chim Archaeopteryx với kiểu đuôi thần lằn đã chứng minh chắc chắn rằng trong Jura từ một nhóm bò sát nào đó đã xuất hiện thủy tổ của chim.

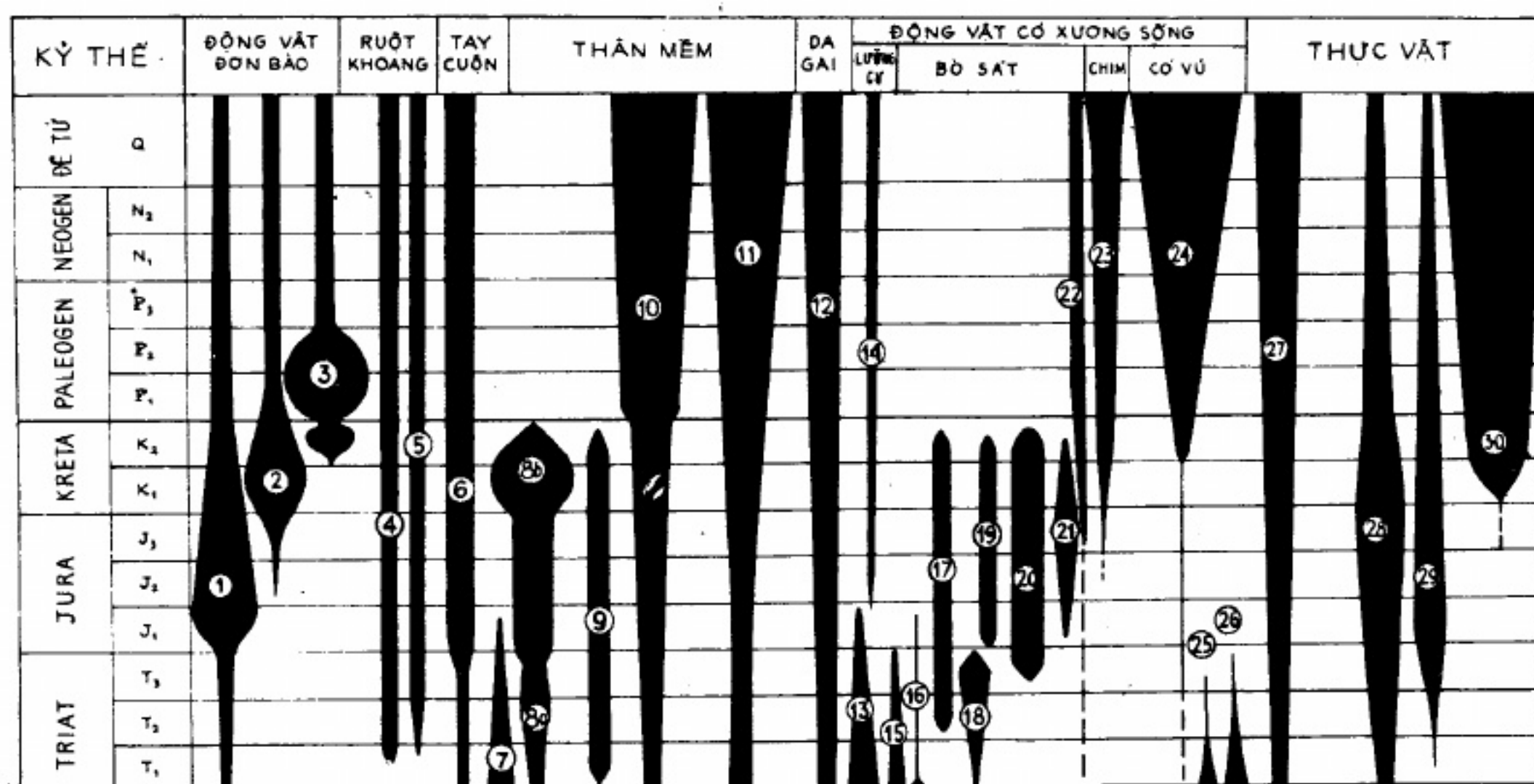
Thực vật Jura — Krêta sớm tiếp tục phát triển. Thành phần chủ yếu của chúng là thực vật hạt trần và một số đại biểu của dương xỉ. Nhiều nơi chúng đã tạo điều kiện thành tạo những khoáng sàng than đá lớn như Trung Quốc, Đông Liên Xô và Bắc Mỹ.

Giai đoạn cuối của sinh giới Mezozoi ứng với nửa sau của kỷ Krêta. Giai đoạn này tuy ngắn ngủi nhưng đã diễn ra sự biến đổi to lớn của sinh giới — sự tiêu diệt nhanh chóng của hàng loạt nhóm sinh vật đặc trưng như cóc đá, tên đá, bò sát khổng lồ, sự xuất hiện và phát triển cực kỳ nhanh của thực vật hạt kín.

Cúc đá trong giai đoạn này vẫn đa dạng và phong phú nhưng thể hiện nhiều tính chất không bình thường trong cấu tạo đường thủy yên, cách thức cuộn vòng. Người ta cho rằng hiện tượng không bình thường đó là dấu hiệu của sự giảm thoái để đi đến diệt vong. Xuất hiện lại kiểu đường thủy yên Ceratites, là kiểu đường thủy của nhóm chân đầu Pecmi — Triat. Vòng ôm duỗi dần để các vòng không ôm khít nhau rồi đến chỗ duỗi thẳng trên một phần khá lớn của vỏ. Sự xuất hiện kiểu cuộn rối của vỏ có lẽ chỉ là một hậu quả bất thường của xu thế duỗi vòng ôm. Duỗi vòng ôm theo hướng duỗi thẳng vỏ như dạng tổ tiên của cóc đá ở Paleozoi là một hiện tượng biến đổi dặt lùì. Bên cạnh hai xu thế biến đổi dặt lùì (duỗi vòng ôm, đơn giản hóa đường thủy) là sự đột biến về tăng kích thước khổng lồ (giống *Pachydiscus* trong Krêta có đường kính vỏ đến 2m). Rõ ràng sự biến đổi dặt lùì và tăng kích thước không bình thường đã báo trước sự diệt vong của cóc đá cùng với tên đá ở cuối Krêta.

Bò sát khổng lồ trong giai đoạn cuối Mezozoi này vẫn còn đa dạng và còn nhiều đại biểu hung dữ, khổng lồ như «Thần lằn bạo chúa» (*Tyrannosaurus*). Nhưng rồi cũng rất đột ngột, toàn bộ bò sát khổng lồ trên không, trên cạn và dưới biển đều biến mất cùng với sự kết thúc của kỷ Krêta.

Sự xuất hiện và phát triển nhanh chóng của thực vật có hoa hạt trần cũng là một nét nổi bật của sinh giới trong giai đoạn này. Chúng nhanh chóng thay vai trò của thực vật hạt trần và đã mở đầu cho sự phát triển của thực vật Kainozoi.



Hình 16-1. Sơ đồ phát triển một số nhóm sinh vật chủ yếu trong Trung sinh (MZ) và Tàn sinh (KZ).

1. Lagenida ; 2. Rotalida ; 3. Nummulitida ; 4. San hô sáu tia ; 5. San hô tám tia ; 6. Terebratulida và Rhynchonellida ; 7. Spiriferida ; 8a. « Ceratites » ; 8b. « Ammonites » ; 9. Bellemnitida ; 10. Chân riu ; 11. Chân bụng ; 12. Cầu gai mới ; 13. Nhóm đầu giáp (Stegocephalia) ; 14. Lưỡng cư hiện đại ; 15. Cotylosauria ; 16. Bò sát dạng thú ; 17. Bò sát dạng cá ; 18. Thecodonta ; 19. Plesiosauria ; 20. Dinosauria (Khủng long) ; 21. Bò sát bay ; 22. Bò sát hiện đại ; 23. Chim ; 24. Có vú ; 25. Calamites ; 26. Cordaitales ; 27. Dương xỉ có hạt ; 28. Tùng bách ; 29. Tuế ; 30. Thực vật hạt kín.

Bên cạnh sự biến đổi của những nhóm sinh vật đặc trưng nhất trên đây còn có sự thay đổi của nhiều nhóm khác.

Trùng lỗ bắt đầu phát triển những dạng kích thước lớn. Cầu gai không đều đặn phong phú hơn. Các đại biểu của bộ Rudistae của lớp chân riu phát triển cực thịnh v.v...

NHỮNG BIẾN ĐỔI VỀ CẤU TRÚC VỎ QUẢ ĐẤT

Trong Mezozoi đã có những biến đổi to lớn về cấu trúc bộ mặt quả đất. Trong các đại địa mảng đã diễn ra quá trình uốn nếp và tạo núi ở nhiều khu vực như Đông Dương, Đông Bắc Liên Xô và Cordie ở tây Bắc Mỹ v.v... Lịch sử các nền có nhiều sự kiện biến đổi lớn lao hơn so với trước như hiện tượng tạo núi nền ở các nền phía bắc mà điển hình là ở nền Trung Quốc, hiện tượng phân tách nền Gonvana thành nhiều khối nền riêng.

Các khu vực địa mảng

Đầu kỷ Triat tiếp tục hoàn thành hoạt động tạo núi hecxinit ở một số khu vực địa mảng như Tần Lĩnh, Uran v.v...

Trong kỷ Triat các địa mảng nói chung đang trong giai đoạn chủ yếu của hoạt động sụp võng địa mảng ở các khu vực của đai địa mảng Thái Bình Dương, đai bộ phận của đai địa mảng Địa Trung Hải. Cuối Triat hoạt động nghịch đảo kiến tạo xảy ra chủ yếu ở khu vực địa mảng Đông Dương (pha indosini). Nghịch đảo kiến tạo indosini bao trùm những phạm vi lãnh thổ rộng lớn ở Việt Nam, Lào, Thái Lan, Miến Điện và Vân Nam (Trung Quốc). Hoạt động nghịch đảo và tạo núi indosini dẫn đến kết thúc chế độ địa mảng ở đây và kèm theo là hoạt động macma khá mạnh mẽ. Nhiều khoáng sản kim loại quý như thiếc có liên quan trực tiếp với hoạt động macma do chuyển động nghịch đảo indosini.

Chuyển động nghịch đảo kiến tạo diễn ra mạnh mẽ hơn và bao trùm nhiều lãnh thổ rộng lớn hơn đã diễn ra vào cuối Jura. Chuyển động nghịch đảo cuối Jura thể hiện mạnh mẽ ở Đông Bắc Liên Xô — với pha Columa đã về cơ bản chấm dứt chế độ địa mảng của khu vực Veckhoian — Chucotca. Đồng thời với chuyển động này là chuyển động nghịch đảo từ trước đã được gọi là pha nevada ở Tây Mỹ, thể hiện rõ nét ở khu vực Codie (Cordillere). Hoạt động macma cũng diễn ra mạnh mẽ ở những khu vực có chuyển động nghịch đảo vào cuối Jura, nhất là ở Codie. Chuyển động nghịch đảo trong Jura cũng có biểu hiện ở địa mảng Địa Trung Hải nhưng thường mang tính chất địa phương, sau đó địa mảng vẫn tiếp tục phát triển theo tính kế thừa. Cuối Krêta ở tây Bắc Mỹ tiếp diễn chuyển động laramit, còn ở Đông Bắc Liên Xô thì đã trở thành vùng cấu trúc sau địa mảng.

Như vậy chúng ta có thể thấy trong Mezozoi hoạt động của địa mảng đã diễn ra những sự kiện lớn ở phía Thái Bình Dương. Những chuyển động nghịch đảo của đai địa mảng Địa Trung Hải, trừ Đông Dương, đều thể hiện yếu và nhiều nơi địa mảng mang tính chất giả nền như ở Capca và Anpơ.

Khu vực nền

Nhiều sự kiện đã xảy ra ở khối nền Laurazia, có liên quan đến những đứt gãy sâu của móng. Những đứt gãy sâu như vậy đã tạo thành những chuyển động khối và hình thành hoạt động macma mạnh mẽ theo kiểu bậc thang. Những thành hệ phun trào và xâm nhập bậc thang thể hiện mạnh mẽ nhất ở nền Sibêri trong Triat (võng nền Tungut).

Hoạt động tạo núi nền điển hình đã diễn ra trong Mezozoi ở nền Trung Quốc và Sibêri. Trong Mezozoi đã hình thành nhiều vùng trũng nội địa ở cả hai nền, ở đó thành tạo những loạt trầm tích lục địa rất dày. Bề dày riêng trầm tích Jura muộn — Krêta sớm của võng nền Viliut ở đông bắc nền Sibêri đạt 2000m; ở các vùng trũng Ordos, Tứ Xuyên v.v... của nền Trung Quốc còn lớn hơn. Đặc

biệt ở những vùng trung đông nền Trung Quốc đã có hoạt động macma rất mạnh mẽ. Đá phun trào Jura và nhất là Krêta chiếm một tỷ lệ ưu trội trong thành phần trầm tích của các vùng trung nội địa tuổi Mezozoi ở phía đông nền Trung Quốc. Chuyển động nghịch đảo tạo núi nền ở Trung Quốc được gọi tên là chu kỳ yanshan (Yến sơn — Nhận sơn). Theo Hoàng Cáp-thanh chuyển động yanshan đã diễn ra trong ba pha từ Jura muộn đến cuối Krêta.

Sự chia cắt nền Gonvana là sự kiện lớn bậc nhất trong lịch sử vỏ quả đất ở Mezozoi. Nền Gonvana là một khối lục địa lớn gồm các lãnh thổ Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ, châu Úc và châu Nam cực nối liền nhau và tồn tại suốt trong Paleozoi. Suốt trong lịch sử từ Cacbon trở về trước không hề có dẫn liệu nào chứng tỏ những phần sâu trong lục địa này có biển tràn vào. Hiện tượng phân tách nền Gonvana bắt đầu từ Pecmi (với sự xuất hiện của vịnh biển Mozambic ở Đông Phi) sẽ tiến triển mạnh mẽ trong Mezozoi và đến cuối Krêta thì nền đã tách làm các khối lục địa riêng như hiện biết.

Sự có mặt của một lục địa Gonvana thống nhất rồi bị phân tách trong Mezozoi đã được xác nhận bằng nhiều dẫn liệu đảm bảo. Các biển Nam Đại Tây Dương, Ấn Độ Dương ngăn cách các lục địa ở bán cầu nam là những biển trẻ mới được thành tạo trong Mezozoi

— Thành phần sinh vật Paleozoi và Mezozoi ở lục địa của các nền phía nam rất giống nhau chứng tỏ trước đó chưa có đại dương phân cách lục địa này. Nhờ đó mà sinh giới có thể giao lưu trên phần đất liền suốt từ Nam Mỹ qua Phi, Ấn, Úc và châu Nam cực (1).

— Hoạt động đứt gãy sâu, macma mạnh và dấu hiệu biển ngập ở nhiều khu vực nền trong Mezozoi do hiện tượng phân tách nền gây nên.

— Sinh vật của Kainozoi ở các lục địa Nam Mỹ, Phi, Ấn, Úc đã mang sắc thái địa phương riêng chứng tỏ trước đó những lục địa này đã bị tách biệt nhau.

Vấn đề chưa được giải quyết hoàn toàn là nguyên nhân phân tách của nền. Trước đây đã có hai quan niệm thuộc hai trường phái luận đoán về sự phân tách này.

— Quan niệm thứ nhất cho rằng do sự sụp chìm những khối khổng lồ của nền mà tạo thành những đại dương phân cách những lục địa ở phía nam hiện nay. Do sự sụp chìm đó mà gây nên hoạt động phun trào và macma nổi chung rất mạnh mẽ ở lục địa Gonvana trong Mezozoi.

— Quan niệm thứ hai cho sự phân tách các phần của lục địa Gonvana do sự trôi dạt lục địa gây nên. Quan niệm này theo thuyết do Vegene, nhà khoa học Đức nêu lên năm 1912 và gần đây được củng cố thêm nhờ những thành tựu

(1) Người ta cũng đã phát hiện hóa thạch bò sát khổng lồ (*Lystosaurus*) ở châu Nam cực

mới của khoa học trái đất. Quan niệm này giải thích được sự khớp nhau về hình thái bờ biển đối diện của các lục địa như bờ đông của Nam Mỹ có thể khớp với bờ tây của châu Phi. Nó cũng giải thích được sự phân bố của trầm tích sông băng (tilit) ở nhiều nơi trên các lục địa Nam Mỹ, châu Phi và Úc trong kỷ Cacbon vì khi đó chúng cũng thuộc một khu vực khí hậu lạnh.

Trước đây luận thuyết của Vegene còn nhiều mặt chưa được chứng minh, do đó nhiều năm qua luận thuyết này chưa được chú ý nhiều. Trong những năm gần đây sự phát triển của nhiều ngành khoa học trái đất tạo thêm những cơ sở mới cho luận thuyết Vegene

— Sự phát hiện hệ thống sống núi ngầm giữa đại dương và đới riptơ mà ta đã đề cập đến trong chương 4 và cơ chế hoạt động của chúng chứng tỏ đáy đại dương có lẽ đã được tách giãn theo hệ thống này.

— Những tài liệu của những công trình khoan đáy biển xác nhận trên mặt lớp bazan của đáy đại dương chỉ có những trầm tích không cổ hơn Mezozoi. Điều này chứng tỏ không từng có cấu trúc nền cổ Tiền Cambri ở khu vực mà nay là Nam Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương. Ở trung tâm của đáy đại dương chỉ có trầm tích Kainozoi, còn xa dần về phía lục địa, trên mặt lớp bazan mới có trầm tích Mezozoi (bắt đầu từ Triat). Điều này ủng hộ cho luận thuyết cho rằng đáy đại dương tiếp tục tách giãn từ Mezozoi qua Kainozoi.

— Nhiều tài liệu về cổ địa từ cũng phù hợp với luận thuyết trôi dạt lục địa.

Rõ ràng nhiều thành tựu mới đã tạo cho quan niệm về sự trôi dạt lục địa một thế ưu việt hơn trong việc giải thích sự phân tách nền Gondwana. Luận thuyết trôi dạt lục địa với hình thức mới và tên gọi «Thuyết di động mới», «Kiến tạo mảng» trong những năm gần đây được rất nhiều nhà nghiên cứu chú ý và cũng tạo được nhiều sức thuyết phục mới. Cũng có người nghĩ rằng thuyết kiến tạo mảng đã có thể hoàn toàn thay thế cho học thuyết địa mảng trong khoa học trái đất. Tuy nhiên, thuyết kiến tạo mảng hay trôi dạt lục địa chưa giải quyết được nhiều vấn đề về quy luật phát triển của vỏ quả đất và kể cả một số vấn đề không phù hợp về địa từ v.v...

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ VÀ CHẾ ĐỘ TRẦM TÍCH

Khoa học địa chất đã có nhiều cứ liệu để phát biểu về hoàn cảnh cổ địa lý của Mezozoi rõ ràng hơn, chi tiết hơn so với Paleozoi. Trong những dẫn liệu để lập lại hoàn cảnh địa lý của Mezozoi thành phần hóa thạch sinh vật được nghiên cứu rất kỹ. Hóa thạch được bảo tồn tốt và nghiên cứu nhiều. Bên cạnh đó thành phần đá trầm tích nói chung chưa bị biến chất và xáo trộn phức tạp do những hoạt động kiến tạo như đối với những giai đoạn địa chất trước kia.

Kỷ Triat. Do ảnh hưởng của hoạt động kết thúc chu kỳ địa mảng hecxin hoàn cảnh cổ địa lý của đầu kỷ Triat rất gần gũi với cuối Pecmi và khí hậu nói

chung là khô hạn. Hầu hết các nền đều đã trở thành lục địa nổi cao cùng với những khu vực địa máng rộng lớn mới trở thành vùng uốn nếp nổi cao ở Tây Âu, ở Trung Á, Uran, Tây Sibêri, Mông Cổ v.v... Tính chất của khí hậu khô hạn được xác minh rõ nét ở trầm tích lục địa màu đỏ tuổi Triat sớm và một phần Triat giữa rất phổ biến trên những lãnh thổ rộng lớn ở nhiều nơi trên thế giới. Theo Xinhixun trầm tích màu đỏ Triat chủ yếu thuộc tương phù sa đồng bằng ven biển và vũng vịnh, chứa nhiều thạch cao và muối mỏ (h. 13-13). Nhiều vùng biển bị thu hẹp do chịu ảnh hưởng của uốn nếp hecxin, ở đó lúc này phổ biến chế độ trầm tích kiểu nửa lục địa. Trầm tích cacbonat trong Triat chỉ phổ biến ở một số khu vực địa máng như ở vùng Anpơ, Capca, một phần ở Đông Dương. Sự phổ biến trầm tích cacbonat tương biến ở nền chỉ có thể gặp riêng ở nền Nam Trung Quốc.

Sự vắng mặt hoàn toàn trầm tích chứa than tuổi Triat sớm và Triat giữa càng chứng tỏ rõ hơn tính chất của khí hậu khô nóng trong thời gian này. Chắc chắn rằng nguyên nhân chủ yếu của điều kiện khí hậu khô nóng lâu dài đó có tính chất vũ trụ, nhưng rõ ràng những biến đổi địa chất cũng có vai trò không nhỏ.

Cuối Triat điều kiện khí hậu trở nên dịu hơn, chúng ta có thể thấy rõ điều đó qua sự phân bố của trầm tích màu đỏ, trầm tích cacbonat bị thu về phía nam hơn. Xuất hiện điều kiện ẩm thuận lợi cho sự phát triển thực vật tạo than. Trầm tích chứa than Triat xuất hiện từ Nori và phổ biến hơn ở Ret như ở Việt Nam, Vân Nam, Apganitan, Trung Á, bắc Triều Tiên, vùng Primorê ở Viễn Đông Liên Xô v.v...

Kỷ Jura. Hoàn cảnh địa lý, khí hậu của Jura thay đổi khá nhiều so với Triat. Tính chất của địa hình bớt tương phản hơn so với Triat, chế độ lục địa bị đẩy lùi hơn. Lúc này nhiều lục địa chịu tác dụng sụp chìm, hình thành những vùng trũng nội địa hoặc nối liền với biển ít nhiều như phía tây Sibêri và Trung Quốc. Tính chất biến động của lục địa biểu hiện khá rõ, nhất là những lục địa rìa bờ tây Thái Bình Dương. Hoạt động núi lửa không những chỉ phổ biến ở biển địa máng mà còn phổ biến cả ở nhiều khu vực lục địa rộng lớn như Trung Quốc, Đông Dương, châu Phi v.v...

Khí hậu đã dịu bớt từ cuối Triat, sang Jura phổ biến điều kiện ẩm và ẩm nhờ đó đã hình thành những khu rừng là nguyên liệu của nhiều khoáng sàng than đá. Những khoáng sàng than đá Jura chủ yếu tập trung ở phía bắc như Zabaican, đông bắc Trung Quốc, tây Sibêri. Trong Jura sớm và Jura giữa không thấy có sự phân đới khí hậu rõ nét, thành phần sinh vật trên mặt đất lúc này không có sự phân dị địa lý, thực vật ưa khí hậu ẩm có mặt ở cả những vĩ độ cao.

Theo Bakhramiop chỉ có sự phân hai khu vực thực vật không quá biệt lập nhau là khu vực Sibêri phong phú tùng bách — bạch quả (Gingoales) và khu

vực Ấn — Âu phong phú dương xỉ — tuế. Cả hai khu vực này đều ẩm như nhau, chỉ khác là ở khu vực Sibêri không ẩm bằng khu vực Ấn — Âu. Thực vật Jura không thể hiện rõ vòng gỗ hàng năm, chứng tỏ mùa khí hậu trong năm không sai lệch nhiệt độ nhau bao nhiêu.

Liên quan với tính chất của địa hình ít tương phản, điều kiện khí hậu ẩm và ẩm áp, trong Jura ít phổ biến trầm tích lục địa màu đỏ. Trong trầm tích lục địa những thành hệ màu xám chiếm vị trí đáng chú ý hơn. Đá cacbonat — một sản phẩm dễ nhận biết của trầm tích trong điều kiện khí hậu ẩm — khá phổ biến trong trầm tích biển Jura đặc biệt là trong khu biển Tetit.

Kỷ Krêta. Từ cuối kỷ Jura lại đã hình thành nhiều vùng khí hậu khô nóng, tính chất đó vẫn tiếp diễn sang đầu kỷ Krêta. Điều kiện khí hậu này là nguyên nhân thành tạo trầm tích chứa muối dạng vụng biển và trầm tích do gió kiểu sa mạc ở Nam Âu, Bắc Phi, Trung Á và Trung Quốc. Sự sai khác của Krêta sớm so với Jura muộn là ranh giới của khu vực khí hậu khô nóng lùi hơn về phía nam như Nam Mỹ, châu Phi v.v... ; nhưng tính chất khô nóng lại thể hiện ác liệt hơn. Khu vực khí hậu ẩm ướt và ẩm áp chiếm toàn bộ bán cầu bắc lên tận vùng các đảo của Bắc Băng Dương hiện nay. Thành hệ màu xám với những khoáng sàng than đá có trữ lượng hàng nghìn tỷ tấn như ở lưu vực sông Lêna đã được thành tạo vào thời gian này.

Tính chất của địa hình nói chung không có những thay đổi lớn so với Jura, do đó thành phần trầm tích cũng không có những khác biệt lớn. Ở lục địa Trung Quốc, Đông Dương vẫn tiếp tục hình thành trầm tích lục địa màu đỏ. Đặc biệt phổ biến hoạt động núi lửa ở Trung Quốc, Ấn Độ. Cuối Krêta chuyển động yanshan (Yến Sơn) hoàn thành ở Trung Quốc đã làm cho lục địa này nổi cao hơn, những bồn trũng nội địa không còn nữa. Điều này làm cho khí hậu đại lục ở lục địa này bị thủ tiêu.

Khí hậu ẩm áp tạo điều kiện phát triển phong phú thành phần trầm tích cacbonat ở biển. Phần khá lớn loạt trầm tích cacbonat này có nguồn gốc từ vỏ vi sinh vật, đặc biệt là trầm tích cacbonat hình thành trong điều kiện nền như ở nền Nga, Tây Âu v.v...

Thực vật trên lục địa cũng có hai khu vực Sibêri và Ấn — Âu như ở Jura và đều là khí hậu ẩm áp.

Theo những tài liệu về cổ khí hậu bằng phương pháp phân tích đồng vị phóng xạ thì cuối Krêta nhiệt độ hạ xuống tới $8 - 6^{\circ}\text{C}$ (Xinhixun, 1962). Hiện tượng hạ nhiệt độ xuống thấp trong thời gian dài này là một trong những nguyên nhân chủ yếu làm tiêu giảm rồi diệt vong của thế giới bò sát khổng lồ đã từng thống trị trên mặt đất trong suốt Mezozoi. Đồng thời, lúc này cũng xuất hiện sự tương phản của những đới khí hậu theo vĩ tuyến dẫn đến sự hình thành hoạt động xoáy chuyển khí quyển và lưu chuyển thủy quyển. Môi trường biển mất dần tính

chất đồng đều về nhiệt độ và độ muối. Có lẽ điều này cũng là một trong những nguyên nhân chủ yếu dẫn đến diệt vong hàng loạt nhóm sinh vật biển vào cuối Krêta như cục đá, tên đá v.v...

KHOÁNG SẢN

Trong đá Mezozoi khá giàu khoáng sản nguồn gốc trầm tích và nguồn gốc macma.

Trong *khoáng sản thiên liệu* trước hết phải kể đến than đá, khá phổ biến trong Mezozoi. Phần lớn chúng được hình thành trong những vùng trũng nội địa. Than đá của Mezozoi được bắt đầu thành tạo từ cuối Triat (Việt Nam, Vân Nam v.v...), nhưng phần lớn than được thành tạo trong Jura và Krêta như ở Trung Quốc, Sibêri, Bắc và Nam Mỹ, Úc v.v... Dầu mỏ trong trầm tích Mezozoi cũng khá phổ biến, nhất là trong trầm tích Jura và Krêta ở Liên Xô, Tây Âu, Bắc Mỹ.

Khoáng sản phi kim loại đáng chú ý hơn cả là những loại đi kèm theo thành hệ bay hơi trong điều kiện khô nóng của Triat như muối mỏ và thạch cao ở nhiều nơi trên thế giới; trong trầm tích Jura ở Trung Quốc v.v...

Khoáng sản kim loại và phi kim loại liên quan với sản phẩm phong hóa như boxit và caolin cũng gặp ở nhiều nơi. Nhiều loại khoáng sản có nguồn gốc trầm tích, kể cả khoáng sàng kim loại như sắt trứng cá ở Tây Âu, fotforit ở nhiều nơi.

Khoáng sản nguồn gốc nội sinh được thành tạo khá nhiều trong Mezozoi. Hoạt động macma Triat trên thế giới nói chung không mạnh mẽ nên cũng không nhiều khoáng sản. Riêng ở Việt Nam liên quan với hoạt động macma ở Triat là những khoáng sàng công nghiệp của kim loại màu và kim loại hiếm như thiếc, cromit, đồng v.v...

Hoạt động macma trong Jura và Krêta rất mạnh mẽ cả ở khu vực nền và địa mảng, do đó nhiều khoáng sản nguồn gốc nội sinh được thành tạo trong giai đoạn này. Liên quan với hoạt động macma kiểu bậc thang và ống nỏ có khoáng sàng kim cương ở Sibêri, Ấn Độ, châu Phi v.v... Hoạt động macma đi kèm theo chuyển động nghịch đảo địa mảng ở Jura và Krêta biểu hiện đặc biệt mạnh ở Bắc Mỹ và Đông Bắc Liên Xô. Ở những khu vực này đã phát hiện nhiều khoáng sàng kim loại như vàng, bạc, vonfram, molypden, đồng, thủy ngân v.v... Hoạt động tạo núi nền ở Trung Quốc và Sibêri cũng dẫn đến sự thành tạo nhiều thành hệ đá macma. Chúng là nguồn gốc để thành tạo nhiều khoáng sàng kim loại quý, trong đó trước hết phải kể đến thiếc của « vành đai » thiếc Thái Bình Dương.

KỶ PALEOGEN — KỶ NEOGEN

Kỷ Paleogen mở đầu nguyên đại Tân sinh (Kainozoi) là nguyên đại mới nhất trong lịch sử vỏ quả đất gồm ba kỷ là Paleogen, Neogen và Đệ tứ.

Thời gian của nguyên đại không dài so với các nguyên đại Paleozoi và Mesozoi (67 triệu năm), nhưng trong Kainozoi cũng đã xảy ra nhiều biến đổi lớn trong thế giới sinh vật và trong cấu trúc vỏ quả đất. Trước hết, ngay từ đầu nguyên đại đã hình thành những nhóm sinh vật gần gũi với sinh vật hiện đại, đặc trưng nhất là sự tiến hóa của động vật có vú, về sau tiến tới mức tiến hóa cao nhất là hình thành và tiến hóa của loài người. Trong hoạt động của vỏ quả đất ở nguyên đại Kainozoi đã hình thành cấu trúc mới nhất của chu trình kiến tạo anpi. Ranh giới biển và lục địa từ đầu Kainozoi đã rất gần gũi với hiện nay.

Trước đây Kainozoi gồm hai kỷ là Đệ tam và Đệ tứ. Hiện nay ở hầu hết các nước đều coi kỷ Paleogen và Neogen là hai kỷ độc lập ứng với hai phần của kỷ Đệ tam trước đây. Trong văn liệu địa chất hiện nay, thuật ngữ Đệ tam vẫn được sử dụng trong trường hợp không muốn hoặc không thể tách hai hệ (kỷ) Paleogen và Neogen. Tên gọi của hệ Đệ tam cũng như Đệ tứ là gọi theo ý nghĩa lịch sử. Vào khoảng những năm 60 của thế kỷ 18, nhà khoa học người Ý Acđuno nghiên cứu địa chất ở vùng sông Pô đã dùng tên các phức hệ đá Đệ nhất, Đệ nhị, Đệ tam và Đệ tứ. Về sau người ta đã thấy Đệ nhất ứng với Paleozoi, Đệ nhị ứng với Mesozoi, còn lại Đệ tam và Đệ tứ ứng với hai hệ của Kainozoi. Một số nước Tây Âu như ở Pháp cho đến nay vẫn sử dụng cả các tên gọi Đệ nhất, Đệ nhị v.v..., cũng có người còn coi Đệ tam và Đệ tứ như là những nguyên đại.

Tên gọi Paleogen nhằm thể hiện tính chất cổ xưa của thế giới sinh vật trong kỷ (Paleos tiếng Hy Lạp là cổ xưa, genos là sinh). Thời gian của kỷ Paleogen dài khoảng hơn 40 triệu năm.

Do sự phát triển phong phú của *Nummulites* mà có những nhà địa chất gọi tên của hệ là Nummulit, tên gọi này hiện nay vẫn còn ra dùng trong một số văn liệu địa chất của Pháp.

Việc phân chia địa tầng của Paleogen đến nay chưa có sự thống nhất, nguyên nhân chính của hiện tượng này là do ít hóa thạch động vật biển, trong khi đó động vật hóa thạch lục địa và biển kín chiếm phần ưu thế trong trầm tích của hệ. Ở Tây Âu việc phân chia chủ yếu dựa vào các mặt cắt của vùng Pari. Ở Liên Xô dựa vào các mặt cắt vùng cận Biển Đen.

Hệ gồm ba thống là *Paleoxen*, *Eoxen* và *Oligoxen*. Ranh giới giữa Krêta và Paleogen được xác định khá rõ ràng, còn ranh giới trên của hệ là vấn đề còn tranh luận khá nhiều. Sự so sánh cách phân chia địa tầng Paleogen ở Tây Âu và

Liên Xô trình bày trong Bảng tuổi địa chất cuối chương 3. Ký hiệu của hệ trước đây dùng chữ Pg, hiện nay đổi là P.

Hệ Neogen ứng với thống trên của hệ Đệ tam trước đây. Kỷ này dài 25 triệu năm. Tên của kỷ Neogen phản ánh tính chất mới của thế giới sinh vật so với các kỷ trước (Neo = mới). Sự gần gũi của sinh giới Neogen với hiện nay không những thể hiện trong thành phần giống loài mà cả trong sự phân bố địa lý nữa.

Do những nguyên nhân như đối với địa tầng Paleogen, việc phân chia địa tầng của Neogen cũng mang tính chất địa phương. Ở Tây Âu trong Neogen có hai chu kỳ trầm tích kế tiếp nhau ứng với hai thống là *Mioxen* và *Plioxen*. Cách phân chia này được quốc tế thừa nhận. Việc phân chia các thống thành bậc mang tính chất địa phương (xem Bảng tuổi địa chất).

THẾ GIỚI SINH VẬT

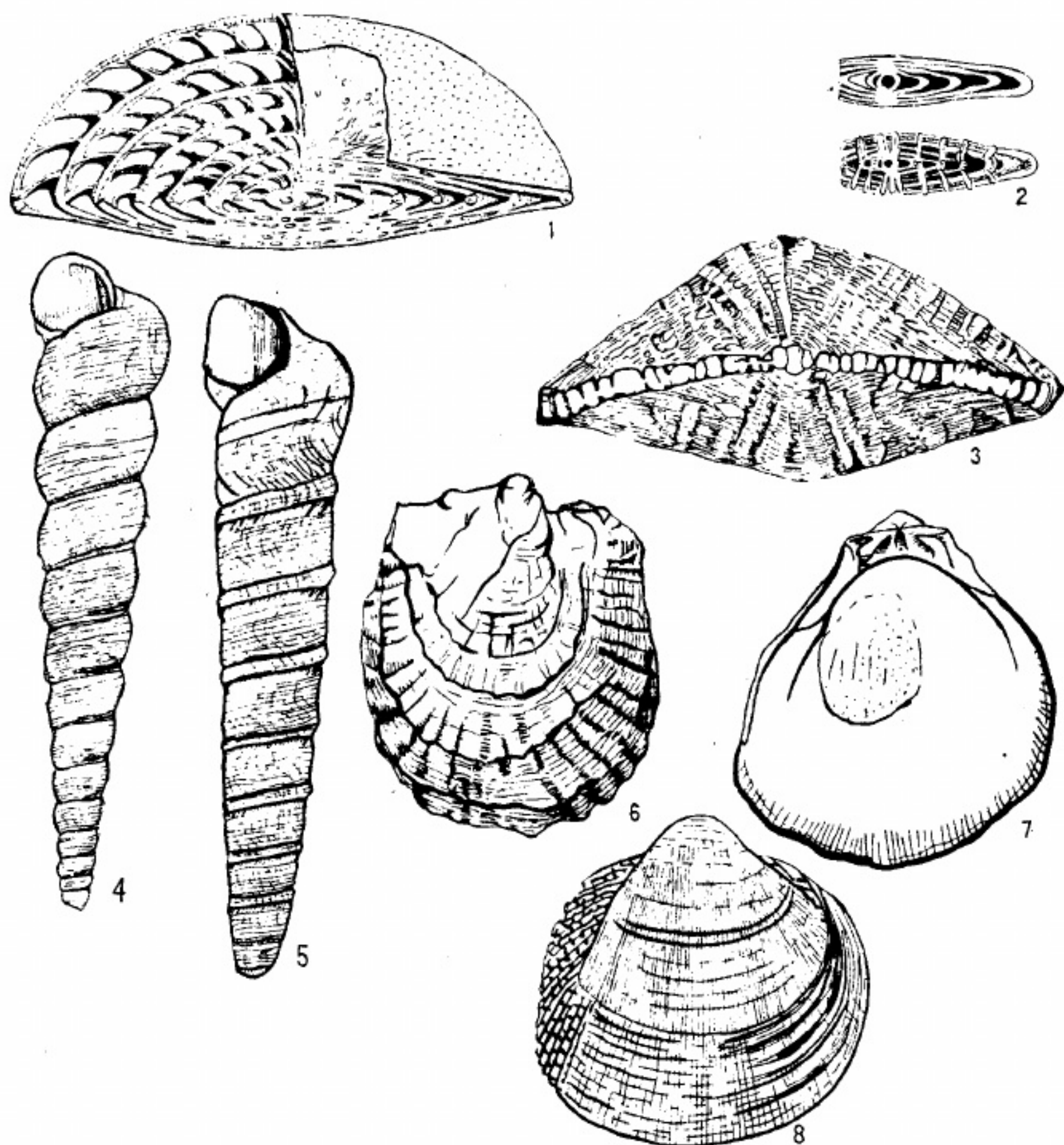
PALEOGEN

Động vật

Trong kỷ Paleogen sinh vật phát triển phong phú và toàn diện, những nhóm quan trọng nhất là nguyên sinh động vật và ngành thân mềm trong động vật ở biển, lớp có vú và thực vật hạt kín trên lục địa. Đặc biệt sự phát triển và tiến hóa nhanh chóng của động vật có vú đã có ý nghĩa rất lớn trong lịch sử phát triển thế giới sinh vật và cũng có ý nghĩa đối với việc nghiên cứu lịch sử phát triển địa chất nữa.

Nguyên sinh động vật. Trong kỷ Paleogen, lần thứ hai trong lịch sử địa chất kể từ Paleozoi, phụ lớp trùng lỗ đạt sự phát triển cực kỳ phong phú. Lần thứ nhất trong sự phát triển của trùng lỗ như ta đã biết là vào kỷ Cacbon và Pecmi với sự phong phú của bộ Fusulinida. Trong kỷ Paleogen phát triển rất phong phú các đại biểu của bộ Nummulitida (những đại biểu nguyên thủy đầu tiên của chúng đã xuất hiện từ Krêta). Nummulitida phát triển phong phú, đa dạng, tiến hóa nhanh và phân bố rất rộng rãi trong các biển của kỷ Paleogen nên chúng đã trở thành một trong những nhóm hóa thạch chỉ đạo địa tầng rất quan trọng cho trầm tích Paleogen. Ở nhiều nơi trên thế giới như ở Indonexia, Bắc Phi v.v... cùng với các sinh vật tạo vôi khác Nummulitida đã đóng một vai trò rất lớn trong việc hình thành đá vôi sinh vật của Paleogen. Những giống phổ biến là *Nummulites*, *Alveolina*, *Operculina*, *Orbitoides* v.v... (h. 17-1).

Nummulitida phát triển phong phú trong miền khí hậu nóng ẩm, còn ở phía bắc (miền ôn đới và lạnh hiện nay) đặc biệt phát triển khuê tảo (Diatomeae) là loại tảo vỏ silit. Khuê tảo đã xuất hiện từ Jura, nhưng từ Paleogen mới phát



Hình 11-1. Một số hóa thạch động vật không xương sống của Paleogen.

1-2. *Nummulites*: dạng cấu trúc vỏ (1) và cắt ngang qua vỏ (2); 3. *Orbitoides media* Archiac; 4. *Turitella sulcifera* Deshayes; 5. *Hanstator carinifera* Deshayes; 6. *Ostrea bellovacensis* Lamarck; 7. *Spondylus rarispina* Deshayes; 8. *Neocardium edwardsi* (Deshayes).

triển phong phú, sự phát triển phong phú của chúng từ Paleogen đến hiện nay là nguyên nhân của sự thành tạo bùn diatomê để hình thành loại đá silit diatomit.

Ngành thân mềm rất phát triển với hai lớp chủ yếu là chân riu và chân bụng. Các đại biểu của bông biển (Spongia), san hô, da gai v.v... tuy cũng vẫn khá đông đảo nhưng ý nghĩa địa tầng không lớn so với thân mềm.

Các đại biểu của lớp chân riu và nhất là chân bụng sang Paleogen bắt đầu một giai đoạn phát triển cực thịnh của nguyên đại Kainozoi.

Trong lớp chân riu, các giống phổ biến là *Pecten*, *Pectenculus*, *Ostrea* và *Spondylus* của bộ răng yếu (Dysodonta); *Cyprina*, *Crassatella*, *Nemocardium* của bộ răng khác (Heterodonta); *Cucullaea* và *Arca* của bộ răng dầy (Taxodonta) v.v...

Lớp chân bụng cũng có rất nhiều đại biểu với nhiều kiểu to điểm vỏ khác nhau, người ta hay kể đến các giống *Turitella*, *Cerithium* và *Helix*.

Ngành da gai so với trước kia có nhiều đổi mới, chủ yếu là loại cầu gai đều đặn với nhiều giống loài.

Trong số các động vật có xương sống ở biển vai trò của cá voi đã nổi lên, vì lúc đó các loại bò sát khổng lồ ở dưới biển đã không còn nữa. Trong số cá thì cá xương đóng vai trò chủ yếu.

Động vật trên cạn (h. 17-2)

Như chúng ta đã nêu trên kia trong kỷ Paleogen vai trò của động vật có vú có ý nghĩa lớn. Sự phát triển và tiến hóa của lớp có vú thay thế cho lớp bò sát đã làm thay đổi bộ mặt của động vật có xương sống trên cạn.

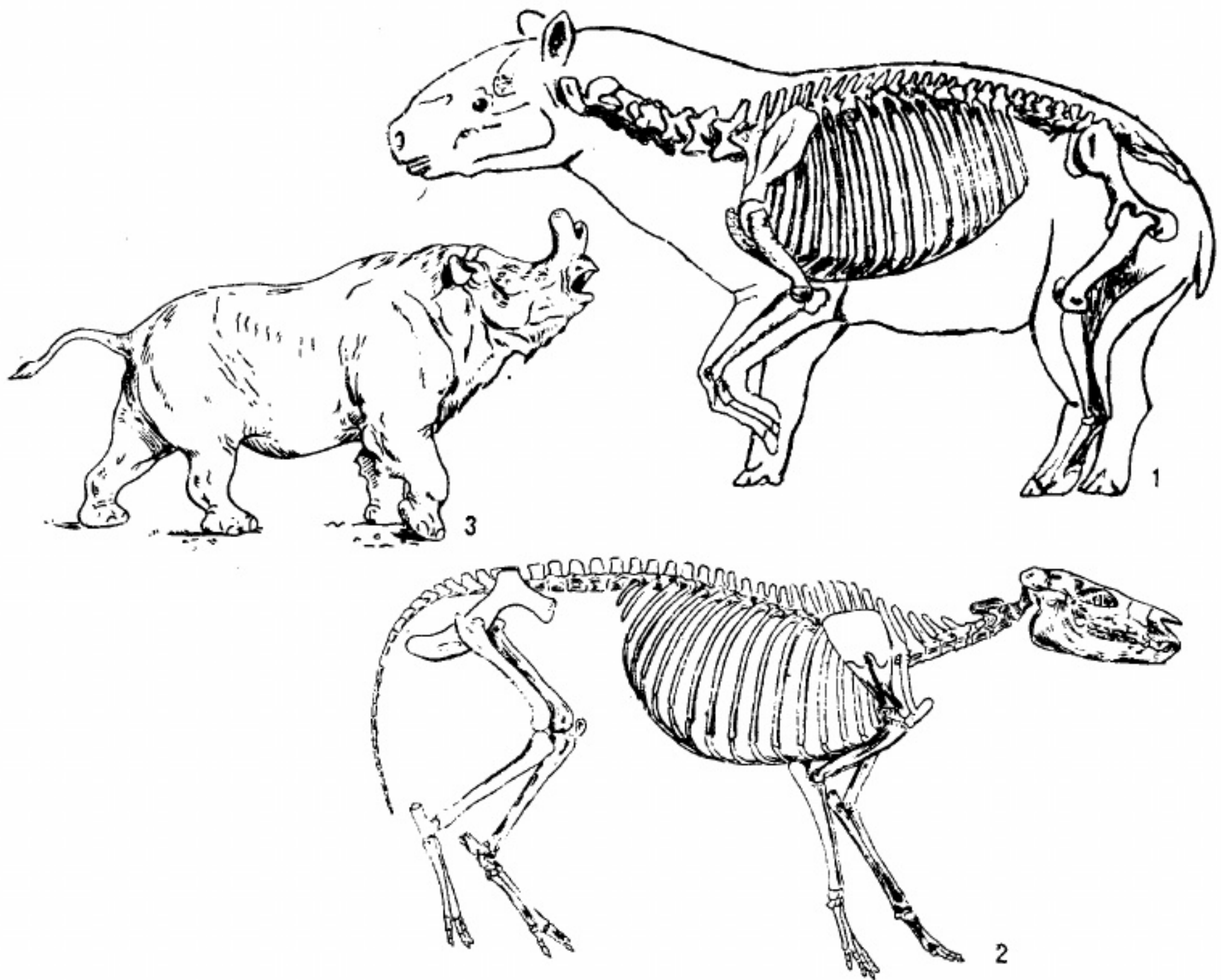
Các đại biểu của lớp có vú đã phát triển tiến hóa theo nhiều hướng thích ứng với nhiều hoàn cảnh sinh thái khác nhau. Ngoài số lượng chủ yếu đặc trưng của động vật có vú ở trên cạn, lại xuất hiện những dạng chuyên hóa sống ở dưới nước (cá voi, cá lợn) và cả những loại sống ở trên không như dơi.

Dù rằng đã có mặt những dạng cơ bản sống ở ba môi trường trên cạn, trên không và dưới nước nhưng động vật có vú ở Paleogen vẫn mang tính chất rất nguyên thủy so với hiện đại.

Trong sự phát triển tiến hóa của lớp có vú cấu tạo sọ và nhất là răng có ý nghĩa rất lớn, vì răng liên hệ chặt chẽ với chế độ sinh hoạt của con vật, hơn nữa răng lại là yếu tố được bảo tồn tốt nhất. Khoa học giải phẫu so sánh do Cuvier sáng lập đã có cống hiến rất to lớn đối với việc nghiên cứu chúng.

Quá trình phát triển tỏa tia (1) đã diễn ra rất rõ nét trong Paleogen. Trong Paleoxen diễn ra quá trình tỏa tia đầu tiên, trong đó chúng ta chưa hề gặp một họ nào của động vật hiện đại mà tất cả chúng đều mang tính chất cổ xưa, và

(1) Trong cổ sinh học, sự phát triển tỏa tia là tổ hợp của những dạng tiến hóa bắt nguồn từ một gốc chung. Những dạng này, mỗi nhóm có một hướng riêng, có cấu tạo thống nhất trong nhóm thích ứng với môi trường sống riêng của nhóm đó.



Hình 17-2. Một số động vật có vú ở Paleogen!

1. *Palaeotherium magnum* Cuvier ; 2. Ngựa cổ *Eohippus* ;
3. *Brontotherium platyceras* Scott et Osborn.

còn cả những dạng đã có mặt từ Krêta. Lần phát triển tỏa tia thứ hai diễn ra vào Eoxen, những dạng cổ xưa lần lượt bị tiêu biến. Từ giữa Eoxen các bộ hàm của động vật có vú bắt đầu tiến hóa theo nhiều hướng khác nhau. Ở Paleoxen tất cả các dạng còn nguyên thủy, thí dụ trong số thú dữ chỉ có nhóm răng mào (Creodonta), nhưng đến cuối Eoxen đã xuất hiện những thú dữ ăn thịt chính thức với bộ răng ăn thịt. Trong nhánh có móng guốc vào Paleoxen chỉ có động vật 5 ngón, đi bằng ngón, mang tính chất trung gian của bốn ngón chân và ngón lẻ, đến Eoxen chúng tách thành từng nhóm riêng biệt là bộ ngón chân và bộ ngón lẻ. Từ bộ ngón lẻ xuất hiện những dạng tổ tiên của nhánh tiến hóa thành ngựa. Họ ngựa lúc đầu chỉ có giống *Hyracotherium* (vào Eoxen) lớn bằng con chó, chi sau có ba ngón gần bằng nhau và bốn ngón ở chi trước. Sau đó xuất hiện *Mesohippus*, cả ở chi trước và chi sau đều chỉ có ba ngón (Oligoxen), con đường tiến hóa của họ ngựa tiếp diễn vào kỷ Neogen.

Họ tẻ giắc vào đầu Oligoxen cũng chỉ mới có *Aceratherium* chưa có sừng và nhóm chuyên hóa như *Indricotherium*. Cũng vào giữa kỷ Paleogen (Eoxen — Oligoxen) xuất hiện những dạng đầu tiên của bộ có vòi, như *Moerithium* có kích thước nhỏ, sau đó là *Palaeomastodon* với răng hàm có mấu lồi nhưng tất cả các răng hàm đều làm nhiệm vụ như nhau. Cũng vào thời kỳ này xuất hiện những đại biểu đầu tiên của bộ gặm nhấm, bộ ăn sâu bọ và bộ cá voi, bộ linh trưởng.

Nhìn chung lại ta thấy động vật có vú trong kỷ Paleogen đã khá phong phú và ngay trong kỷ quá trình biến đổi tiến hóa của chúng cũng đã thể hiện khá rõ. Qua cấu tạo chi và răng ta có thể thấy rõ phần lớn chúng thích ứng với đời sống trong rừng rậm, leo trèo.

Hóa thạch xương động vật có xương sống của Paleogen được phát hiện khá nhiều, nhờ đó ta có thể theo dõi được cả sự phân bố địa lý và quá trình di cư của chúng nữa. Thành phần của động vật có vú của châu Úc ngay từ đầu Paleogen đã khác biệt hẳn các lục địa khác. Trong lúc động vật của tất cả các lục địa gần như đồng nhất thì ở Úc không có bon có rau (Placentaria) cao cấp mà chỉ có nhóm đơn huyết và chuột túi. Sự khác biệt này của động vật châu Úc còn tiếp diễn trong các thời gian sau này nữa. Động vật của Nam Mỹ từ đầu Eoxen cũng đã khác biệt rõ, ở đó cũng chỉ có nhóm chuột túi, nhóm thiếu răng và hồ hầu (Lemure) cấp thấp. Các nhóm động vật có rau cao cấp rất ít phát triển.

Bắc Mỹ trước kia nối liền với đại lục Âu — Á qua vùng eo biển Bêrinh hiện nay, đến giữa Eoxen cũng bị tách rời ra. Từ đó sự phát triển của động vật có vú ở mỗi khu vực có sắc thái riêng của mình.

Đồng thời với sự phát triển phong phú của động vật có vú là nhiều đại biểu của lớp chim, phần lớn là chim kiêu mới không răng nhưng cấu tạo đầu sọ còn nặng nề, thí dụ giống *Diatryma* ở Eoxen Bắc Mỹ.

Thực vật

Ngay từ nửa cuối của kỷ Krêta thực vật hạt kín đã đóng vai trò thống trị trong thế giới thực vật. Sang Paleogen chúng càng phát triển hơn. Nhìn chung thực vật Paleogen đã có nhiều dạng gần như hiện đại, số lượng giống loài so với Krêta đã phong phú hơn rất nhiều. Trong Paleogen có hai khu vực cổ địa lý thực vật phân biệt nhau khá rõ nét. Khu vực thực vật thứ nhất bao gồm Tây Âu, phía nam Nga và Nam Á, thuộc vùng nhiệt đới và á nhiệt đới hiện nay, kéo sang Trung Mỹ và bắc của Nam Mỹ. Đây là khu vực thực vật cận nhiệt đới, cây xanh quanh năm như lan, long não, dương xỉ và cả tre nữa. Đến Eoxen có lẽ thực vật càng mang tính chất ưa nóng ẩm hơn, thành phần của chúng gần giống như thực vật vùng nhiệt đới Nam Á (Ấn Độ — Mã Lai); vào Oligoxen thực vật nhiệt đới vẫn không thay đổi thành phần và tính chất, nhưng người ta đã thấy xuất hiện ở phía bắc các yếu tố thực vật thích hợp với khí hậu ôn hòa hơn như

dạng cây sồi v.v... Vậy là tuy vẫn giữ tính chất thực vật nhiệt đới, nhưng đến cuối Paleogen thực vật của khu vực này đã phản ánh tính chất thay đổi khí hậu theo hướng lạnh hơn.

Khu vực thứ hai bao trùm Trung, Bắc Á, Bắc Mỹ và cả khu cận cực bắc hiện nay (Groenlen, Spitbec). Thực vật của khu vực này mang tính chất ưa lạnh hơn, cây rụng lá hàng năm như sồi, bạch dương, ngoài ra còn có các loại thông, tùng v.v... Tuy thỉnh thoảng trong thành phần thực vật cũng có thể gặp các loại ưa nóng như cọ, thành phần ôn đới chiếm ưu thế trong khu vực thứ hai này.

NEOGEN

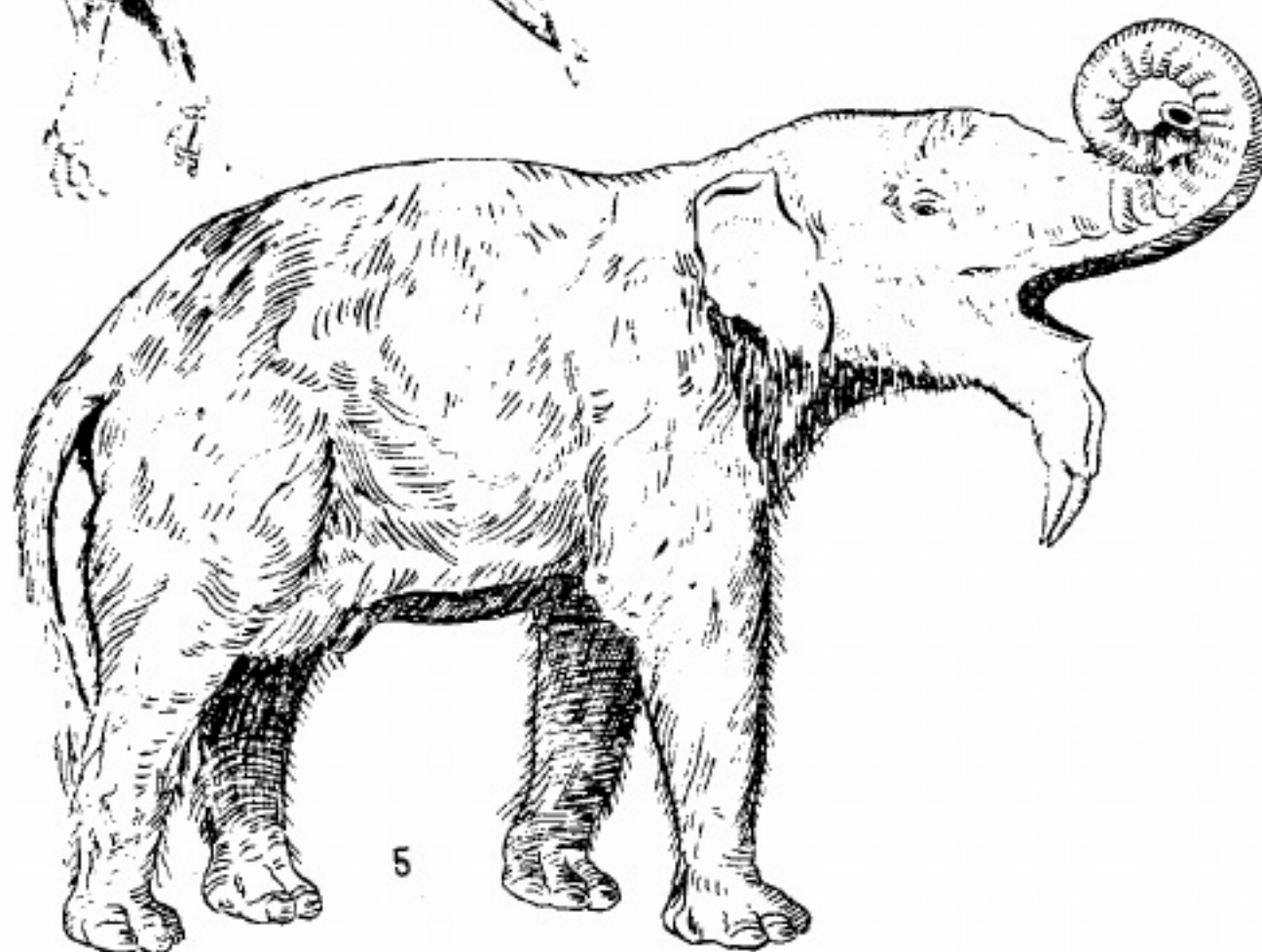
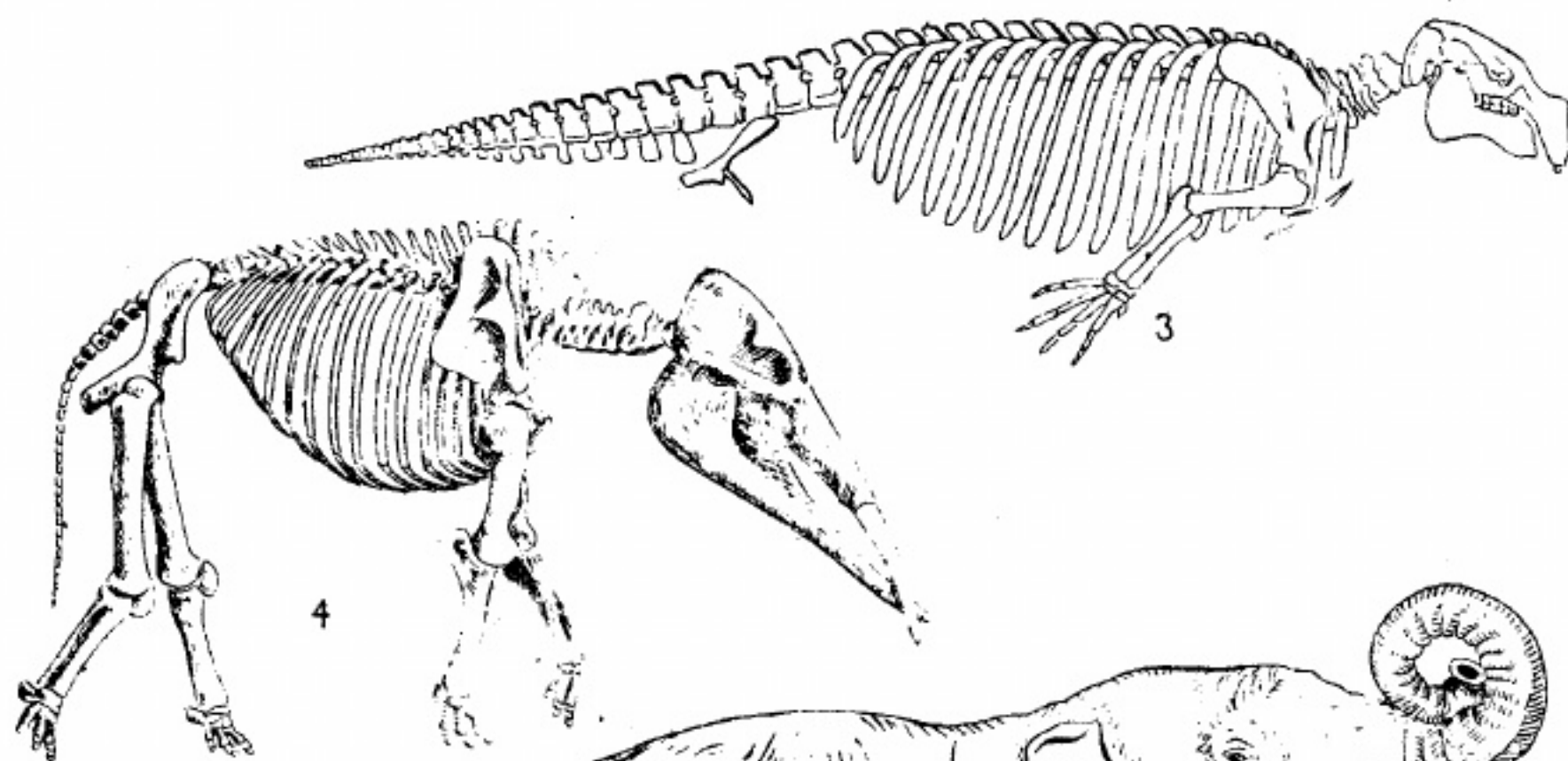
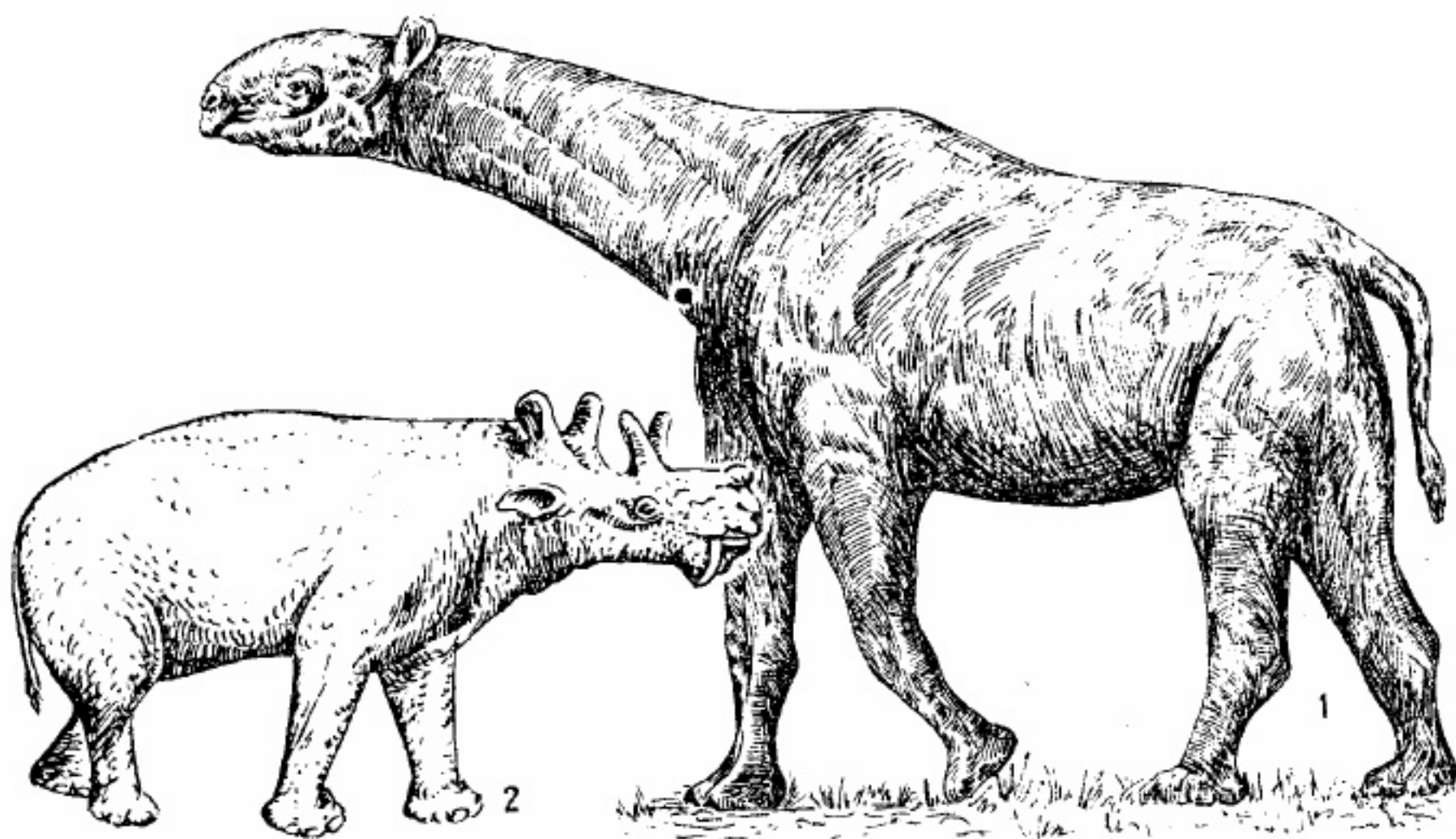
Thế giới sinh vật của kỷ Neogen phân biệt khác hẳn Paleogen, trước hết là ở thành phần và tính chất của lớp có vú, ngoài ra thực vật cũng phát triển phong phú và rất gần gũi với hiện nay. Trong động vật ở biển phong phú nhất là các đại biểu của ngành thân mềm.

Động vật

Động vật có xương sống trên cạn ngay từ đầu kỷ Neogen đã thay đổi khác hẳn so với Paleogen. Hàng loạt các nhóm phổ biến ở Paleogen đã bị tiêu diệt như nhóm thú dữ răng mào (*Creodontia*) và *Amblypoda* thuộc bộ có guốc, một số thú khổng lồ và nhiều đại biểu của bộ ngón chẵn. Thay thế cho chúng là những đại biểu của các họ và các giống thú dữ, móng guốc, có vôi gần gũi với hiện tại. Từ Mioxen đã xuất hiện gấu, chó sói, tê giác, lợn, bò, cừu, hươu cao cổ và khỉ v.v... Sang đến Plioxen xuất hiện thêm voi, hà mã, *Hyparion* và ngựa thực thụ v.v... Cho đến giữa Mioxen động vật có vú của Bắc Mỹ và Âu — Á vẫn khác biệt nhau.

Ở lục địa Âu — Á lúc này thú dữ phát triển cực kỳ phong phú, gồm chó, mèo, chó rừng, hổ răng kiếm v.v... Đồng thời, nhiều dạng của bộ có vôi cũng phát triển như *Mastodon* và *Dinotherium* có ngà không cong lên như voi ngày nay mà lại phát triển từ hàm dưới và cong xuống, nghĩa là ngược hẳn lại so với voi hiện nay (h. 17-3). Lần đầu tiên xuất hiện hươu sừng và tê giác một sừng, khỉ tiếp tục phát triển. Lúc này hoàn toàn không có mặt lạc đà, còn động vật một móng như ngựa phát triển rất yếu ớt. Nghiên cứu so sánh các hóa thạch phát hiện được ở Phi và Á — Âu cho phép người ta rút ra kết luận rằng tê giác, gấu, khỉ và nhiều dạng khác nữa đã xuất hiện đầu tiên ở Nam Á hoặc Phi, rồi sau đó mới di cư đến lục địa Âu vào giữa Mioxen.

Động vật ở Bắc Mỹ vào Mioxen sớm — Mioxen giữa không đa dạng như ở lục địa Âu — Á. Lúc này ở Bắc Mỹ không có bộ có vôi (*Mastodon*), hươu sừng, khỉ, còn thú dữ cũng rất ít phát triển mà chỉ có chó, hổ răng kiếm, đáng chú ý là sự phát triển phong phú những nhóm cổ xưa của họ ngựa. Nói chung các dạng động vật của Bắc Mỹ mang tính chất của động vật đồng cỏ, khác với động vật Âu — Á thuộc sinh cảnh rừng rậm.



Từ Mioxen muộn hai khu vực cổ địa lý động vật vừa kể trên kia được nối liền và đã xảy ra cuộc di cư trao đổi ào ạt giữa động vật hai khu vực. Nhóm có vòi và thú dữ, tê giác v.v.... tràn sang Bắc Mỹ, còn họ ngựa lại từ Bắc Mỹ phát triển phong phú sang lục địa Á — Âu.

Cuối Mioxen và đầu Plioxen là thời gian phát triển rất đặc biệt của động vật Âu — Á. Lúc đó trên diện tích rộng lớn ở Nam Âu, Bắc Phi, Tiểu Á, Nam Á, Tây Tạng, Trung Quốc phát triển cực kỳ phong phú động vật có vú. Tập hợp động vật này đã được gọi tên là động vật Pikecmi (lấy tên địa phương Pikecmi ở gần Aten, Hy Lạp). Trong thành phần của tập hợp động vật Pikecmi có tê giác không sừng (*Aceratherium*), nhóm có vòi (*Mastodon*, *Dinotherium* v.v...), phát triển phong phú và đa dạng các nhóm: tuần lộc, hươu cao cổ, lợn, ngựa ba ngón (*Hypparion*), hổ răng kiếm, chó sói, nhiều loại của nhóm gấu, khỉ dạng người và một dạng đặc biệt của nhóm khuyết răng.

Đến nửa cuối của Plioxen trên lục địa Âu — Á không còn các dạng voi cổ *Mastodon*, ngựa ba ngón (*Hypparion*) v.v..., chúng đã di chuyển xuống các vùng khí hậu nhiệt đới của Nam Á và Phi châu. Thay vào đó, từ Ấn Độ đi lên phía bắc có voi *Elephas meridionalis*, bò rừng, hươu, và gấu chính thức (*Ursus*) v.v.... Trong Plioxen động vật có vú ở châu Mỹ có những nét riêng biệt. Ở Bắc Mỹ khá phong phú tê giác và voi *Mastodon* dạng chuyên hóa.

Ngay từ Mioxen động vật Âu — Á — Phi và phần nào Bắc Mỹ nữa có những nét chung thì động vật Nam Mỹ lại hoàn toàn khác hẳn. Bọn khuyết răng thẳng hoặc mới gặp ở các lục địa phía bắc và châu Phi thì ở Nam Mỹ lại rất phong phú. Nhóm có móng guốc cũng phát triển thành nhiều nhánh, trong đó có những nhánh mang tính chất pha trộn với Bắc Mỹ. Các loại gặm nhấm ở đây cũng hình thành một nhóm riêng biệt mà mãi về sau mới di tản sang Bắc Mỹ. Sự khác nhau giữa động vật Bắc Mỹ và Nam Mỹ còn thể hiện ở nhiều dạng khác nữa, sự khác nhau này do hiện tượng tách biệt nhau của hai khu vực địa lý của châu Mỹ trong Mioxen gây nên. Đến giữa Plioxen, Nam và Bắc Mỹ đã nối liền nhau qua vùng eo Panama ngày nay tạo ra một cơ hội di cư pha trộn ào ạt giữa động vật hai khu vực. Các nhóm mèo (nghĩa rộng), hổ răng kiếm, gấu, chó, lạc đà, ngựa, hươu, lợn tràn xuống Nam Mỹ. Do xuất hiện ào ạt các kẻ cạnh tranh mới này, nhất là những thú dữ ăn thịt từ phương bắc tới mà động vật cũ của Nam Mỹ nhanh chóng trở thành nghèo nàn, thậm chí một số lớn bị tiêu diệt và chỉ còn tồn tại một số ít như bọn ăn kiến, hổ hầu v.v. ...

← Hình 17-3. Một số động vật có vú ở Neogen.

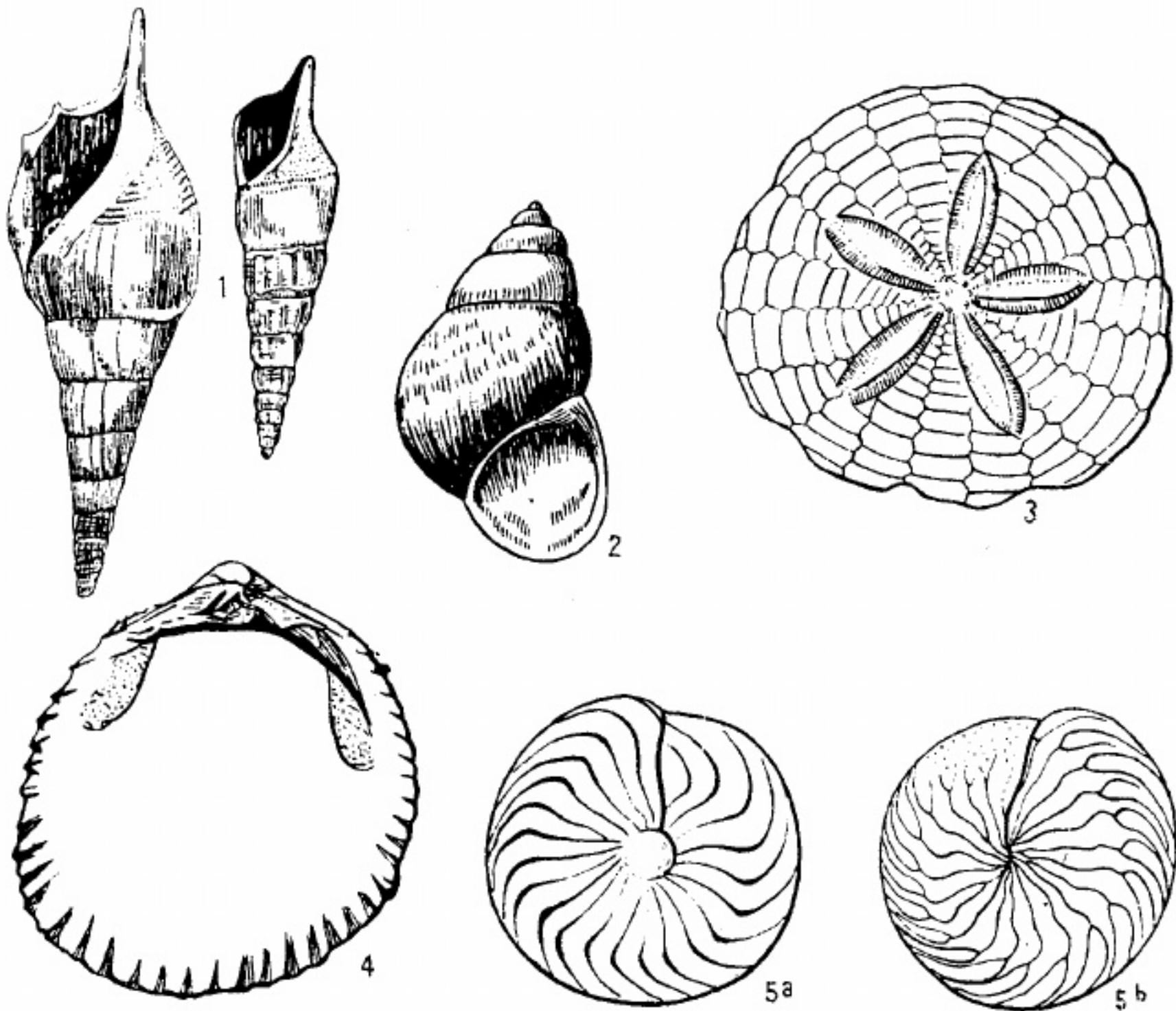
1. *Indricotherium*; 2. *Uintatherium* (nhóm *Amplipoda*); 3. *Halitherium* (nhóm *Sirenia*); 4. *Mastodon*; 5. *Dinotherium*.

Một trung tâm nữa của sự phát triển động vật có vú trong Neogen là lục địa Úc. Tuy đến nay các tài liệu về khu vực địa lý động vật này còn quá ít nhưng rõ ràng là trong Neogen đây vẫn là một khu vực bị tách biệt và chỉ gồm những động vật có vú lạc hậu như chuột túi và đơn huyệt (Monotrema).

Trong số các động vật có xương sống trong Neogen ta còn gặp các loại rắn mới, chim Neogen đã rất gần gũi với chim hiện đại.

Trong môi trường dưới nước của Neogen có các đại biểu của lớp có vú và nhiều động vật không xương sống. Trong số động vật có xương sống dưới biển có nhiều dạng cá voi và nhóm ăn thịt có nguồn gốc trực tiếp từ nhóm ăn thịt ở trên cạn.

Động vật không xương sống ở biển có nhiều nét gần gũi với động vật không xương sống ở Paleogen (h. 17-4). Trong các biển bình thường phong phú nhất



Hình 17-4. Một số động vật không xương sống của Neogen.

1. *Rostellaria dilatata* Grateloup ; 2. *Viviparus* sp. ; 3. *Scutella leognanensis* Lambert ;
4. *Trachycardium fraternum* Mayer ; 5. *Amphistegina lessoni* Orbigny.

là lớp chân riu, chân bụng của ngành thân mềm, cầu gai. Nummulitida rất phong phú ở Paleogen thì sang Neogen đã trở nên rất nghèo nàn. Ta chỉ còn gặp một số các giống *Operculina* và *Amphistegina*. Một số trùng lỗ khác cũng có mặt như các đại biểu của *Lepidocyclina* và *Miogyssina* v.v...

Ở nhiều nơi cầu gai cũng có vai trò đáng kể trong các trầm tích Neogen, các giống như *Scutella* và *Clypeastes* rất phong phú.

Lớp chân riu phát triển rất phong phú với nhiều đại biểu gần gũi với hiện nay. Các đại biểu của Lucinidae, Cardiidae, Tridacnidae, Pectenidae v.v... đều phát triển.

Lớp chân bụng tiếp tục phát triển với nhiều giống loài thuộc Calyptraeidae như giống *Calyptraea*, Hipponycidae và Pleurotomidae như *Rostellaria*. Rất nhiều giống hiện đang sống đều đã xuất hiện từ Neogen như *Murex*, *Turricula*, *Nepitunea* v.v... Nói chung sự khác nhau giữa động vật thân mềm Neogen và hiện nay thể hiện chủ yếu trong thành phần các loài chứ không phải trong thành phần giống. Nhiều dẫn liệu chứng tỏ rằng sự phân khu địa lý động vật trong Neogen cũng giống như hiện nay. Ở những miền phía bắc, động vật biển của Neogen cũng gồm những dạng thích ứng khí hậu lạnh, còn ở những khu vực phương nam người ta cũng phát hiện những dạng hóa thạch Neogen thích hợp với khí hậu nóng ẩm.

Động vật không xương sống ở nước lợ có những tính chất đặc trưng riêng cho từng khu vực. Chính điều này cùng với vai trò áp đảo của tương đá biển kín trong trầm tích Neogen làm cho công việc liên hệ đối chiếu địa tầng rất khó khăn, vì thế các phân vị địa tầng đã phân chia của Neogen chủ yếu mang tính chất khu vực.

Thực vật

Thực vật của Neogen rất gần gũi với thực vật hiện nay. Ở Mioxen ta cũng thấy có hai khu vực địa lý thực vật rõ rệt. Khu vực thực vật nhiệt đới cũng gồm những lãnh thổ như ở Paleogen và hình như có thu hẹp hơn về phía nam. Thí dụ các nhóm thuộc kiêu lá cọ, long não, xim v.v... ở Neogen chỉ gặp ở phía nam, vùng ven biển Địa Trung Hải chứ không xa về phương bắc như ở Paleogen.

Khu vực thực vật phía bắc bao gồm Sibêri, Antai, Nhật Bản có các dạng thông, tùng bách, bạch dương, sồi v.v... tức là những dạng hiện đang còn sống. Nói chung ở cả hai khu vực đều có nét chung là thành phần thực vật ưa nóng giảm bớt và di về phía nam. Quá trình này còn tiếp diễn ở Plioxen. Ở những rìa phía bắc của khu vực thực vật ưa nóng trong Mioxen như Tây và Đông Âu, Nhật v.v... không còn thấy những dạng như cọ, long não, xim v.v... nữa mà thay thế bằng thực vật ưa lạnh như bạch dương, thông, tùng bách v.v...

Đến cuối Neogen trên lãnh thổ rộng lớn của các khu vực Đại Tây Dương và Thái Bình Dương đã hình thành các đai thực vật giống như hiện nay. Những

khu vực đồng cỏ như ở Mông Cổ, Bắc Trung Quốc, Tây Nam Sibêri có lẽ cũng đã hình thành từ Mioxen.

Sự đổi thay của thực vật ở Bắc Mỹ cũng đã diễn ra tương tự như trên, trong Neogen những thực vật ưa nóng đã bị tiêu giảm đi và đến cuối Plioxen sinh cảnh của thực vật đã giống như hiện nay. Vậy là sự đổi thay khí hậu lạnh ở nửa phía bắc quả đất đã diễn ra trong Neogen một cách rõ ràng.

Nửa phía nam của quả đất có lẽ cũng đã diễn ra một quá trình tương tự, tuy nhiên tài liệu thực vật ở khu vực này rất hiếm, không giúp ta có thể dẫn chứng gì về quá trình đã diễn ra.

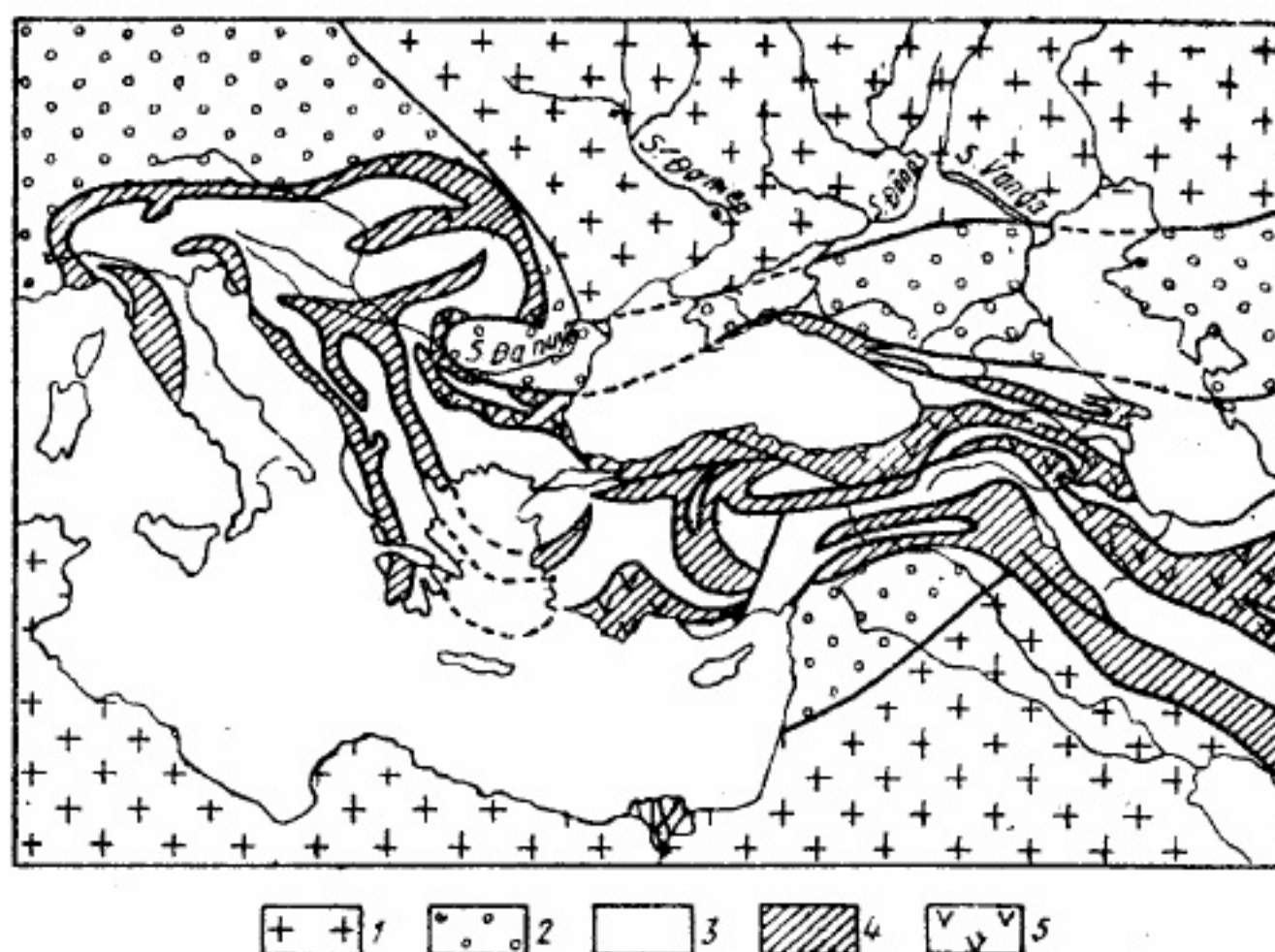
LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA MẢNG

ĐẠI ĐỊA MẢNG ĐỊA TRUNG HẢI

Khu vực Anpơ — Hymalaya

1. Địa mảng Anpơ

Sau chuyển động nâng cao cuối Krêta, khu vực Anpơ lại bắt đầu sụp chìm dần dần từ đầu Paleoxen và đến Eoxen thì biến tiến đạt mức lớn nhất. Những miền võng địa mảng Anpơ hình thành trầm tích Paleogen khá dày và chủ yếu thuộc thành hệ flit (h. 17-5). Hai loại thành hệ flit được thành tạo theo chế độ khác nhau của từng vùng. Ở những vùng trung tâm của địa mảng, thành hệ



Hình 17-5 Sơ đồ phân bố các kiểu võng địa mảng Tây Địa Trung Hải từ cuối Mezozoi (theo Muratop).

1. khu vực nền cổ Đông Âu và châu Phi; 2. nền thành tạo trong chu kỳ hecxin; 3. vùng không có trầm tích Krêta — Eoxen; 4. võng địa mảng thành tạo flit; 5. võng địa mảng thực thụ, thành tạo thành hệ phun trào.

flit lục nguyên được thành tạo theo những dải hẹp kéo dài. Những vùng rìa của địa mảng ở tây và bắc Anpơ thành tạo thành hệ flit cacbonat. Đôi khi cũng thành tạo những tầng đá vôi Nummulites khá dày.

Nói chung ở địa mảng Anpơ trong Đệ tam hoạt động phun trào thể hiện yếu và chỉ mang tính chất địa phương, như đới địa mảng thực thụ Piemon ở phần tây nam dải Anpơ.

Từ Oligocen toàn khu vực địa mảng Anpơ chịu tác dụng nâng cao. Lúc đầu chuyển động chưa triệt để, trầm tích Oligocen sớm còn gặp trong một số vùng trung tâm địa mảng và vông ven rìa, nhưng cuối Oligocen vùng núi đã được xác lập, chấm dứt chế độ trầm tích biển của địa mảng.

Trong kỷ Neogen, ở khu vực địa mảng Anpơ tích đọng trầm tích thô vụn — thành hệ molat trong một số miền vông như ở Thụy Sĩ, giữa dãy núi Jura và Anpơ. Đến cuối Mioxen thì những miền vông này cũng bị nâng cao. Chính trong Mioxen những chuyển động mạnh mẽ của khu vực Anpơ đã hình thành những cấu trúc phức tạp, các nếp phủ địa di trên những diện tích lớn.

Những vùng lân cận của Anpơ như Pyréné ở phía tây và Cacpat ở phía đông Anpơ cũng trải qua chuyển động nghịch đảo trong Paleocen và sang Neocen đã hình thành vùng núi uốn nếp. Thành hệ flit ở Cacpat được thành tạo trong suốt Paleocen (h. 17-5), còn ở Pyréné chỉ được thành tạo trong Paleocen và đầu Eocen.

2. Vùng Capca

Trong Kainozoi khu vực Capca có ba vùng trầm tích là 1) Bắc Capca Lớn; 2) Nam Capca Lớn và 3) Capca Nhỏ; giữa chúng là những địa vông lớn.

Trong hai thế đầu của Paleocen (Paleocen và Eocen) cả ba vùng đều có chế độ sụp vông địa mảng nhưng tính chất hoạt động khác nhau. Bắc Capca Lớn là địa mảng thuần, tích đọng sét, cacbonat xen cát kết, trong khi đó ở Nam Capca Lớn hình thành hệ tầng flit dày đến 2000m. Tính chất của địa mảng Capca Nhỏ lại khác hẳn, đây là một địa mảng thực thụ với sự hoạt động phun trào mạnh mẽ. Bề dày của hệ tầng đá trầm tích — phun trào ở Acmêni tới 5000m còn ở Gruz (Georgi) tới 7km. Hoạt động đứt gãy sâu cũng diễn ra khá mạnh, theo đó mà hình thành những khối xâm nhập secpentinit. Tính chất của địa mảng thực thụ ở Capca Nhỏ cũng tiếp tục chạy về phía đông — ở Thổ Nhĩ Kỳ và I-răng.

Cuối Paleocen (thế Oligocen) xảy ra chuyển động nghịch đảo lớn ở Capca. Sau nghịch đảo này về cơ bản chế độ địa mảng kết thúc.

Trong kỷ Neocen vùng Capca tiếp tục hoạt động tạo núi. Một số miền vông giữa núi tích đọng những bề dày lớn đá vụn kiểu thành hệ molat. Miền vông ven rìa ở phía bắc Capca Lớn đã hình thành từ cuối Oligocen, tiếp tục hoạt động trong Neocen.

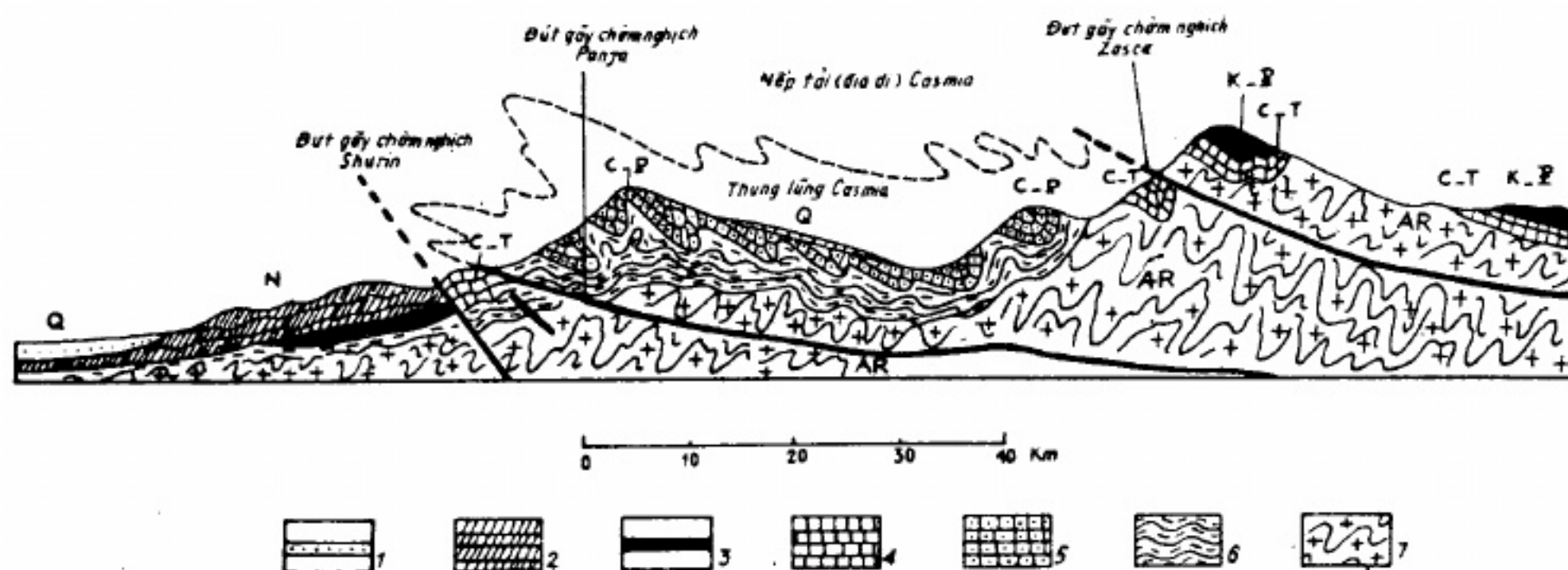
3. Vùng Hymalaya

Địa chất khu vực Hymalaya rất phức tạp và còn nhiều vấn đề chưa được sáng tỏ. Tuy vậy cũng có thể nắm được những nét lớn về lịch sử phát triển khu vực này trong Paleogen và Neogen.

Trong *Paleoxen* và *Eoxen* tiếp diễn giai đoạn hoạt động sụp võng chủ yếu của địa mảng. Trầm tích chủ yếu là lục nguyên và một số nơi có đá cacbonat chứa Nummulites. Bề dày của trầm tích rất lớn, có nơi như ở đồng Ấn Độ và Bangladeset bề dày trầm tích Paleogen tới 10km. Ở phía bắc Hymalaya, trong địa phận tây Trung Quốc, trầm tích Paleogen chứa nhiều thành phần phun trào bazơ và những thể xâm nhập siêu mafic. Bề dày trầm tích ở phía bắc này thông thường cũng đạt tới hàng vài ba km (3500m theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »).

Cuối Eoxen và suốt trong Oligoxen tại địa mảng Hymalaya diễn ra quá trình nghịch đảo kiến tạo mạnh mẽ, nhưng trầm tích Oligoxen vẫn còn có sự xen kẽ của trầm tích biển và lục địa.

Từ Neogen chế độ địa mảng kết thúc và thành tạo hình thái cơ bản của dải núi Hymalaya cao nhất thế giới. Trong kỷ này ở Hymalaya diễn ra quá trình chuyển động nâng cao mạnh mẽ, do đó hình thành nhiều cấu trúc dạng vẩy và nếp phủ chồm nghịch địa di (h. 17-6). Trầm tích Neogen hoàn toàn thuộc tương lục địa và chỉ gặp ở những vùng trũng giữa núi thuộc thành hệ molat.



Hình 17-6. Mặt cắt địa chất của Hymalaya qua vùng Casmia (theo « Cơ sở kiến tạo Trung Quốc »).

1. trầm tích Đệ tứ (Q); 2. trầm tích Neogen (N); 3. trầm tích Krêta và Paleogen (K—P); 4. trầm tích Cacbon—Triat (C—T); 5. trầm tích Cacbon—Pecmi;
6. trầm tích Paleozoi hạ (PZ₁); 7. đá Tiền Cambri (AR).

Người ta cho rằng quá trình chuyển động nâng cao của Hymalaya đã trải qua năm thời kỳ trong Kainozoi — thời kỳ thứ nhất và thứ hai diễn ra ở cuối Eoxen và Oligoxen ứng với giai đoạn nghịch đảo kết thúc địa mảng, thời kỳ

thứ ba diễn ra vào đầu Neogen (Mioxen). Thời kỳ thứ tư là thời kỳ chuyển động nâng mạnh nhất, diễn ra ở cuối Plioxen. Đầu kỷ Đệ tứ xảy ra thời kỳ nâng thứ năm của Hymalaya. Trong cấu trúc của dãy núi Hymalaya chỉ có phần phía bắc thuộc địa mảng Hymalaya, đại bộ phận còn lại của dải núi này được hình thành do chuyển động gãy vỡ và nâng cao phần rìa bắc của nền Ấn Độ. Các nhà địa chất theo thuyết « di động » (mobilism) giải thích sự hình thành dải núi Hymalaya cao ngất này cũng như nhiều dải núi cao khác chủ yếu do sự va chạm đùn ép của những mảng lục địa trong quá trình di chuyển theo những hướng nhất định.

**

Đại địa mảng Địa Trung Hải trong Kainozoi chỉ còn khu vực Anpơ — Hymalaya hoạt động theo chế độ địa mảng. Phần phía đông của đại địa mảng bao gồm cả khu vực Đông Dương đã chuyển thành khu vực cấu trúc uốn nếp mezozoit.

Toàn bộ khu vực Anpơ — Hymalaya đã trải qua chuyển động nghịch đảo ở cuối Paleogen. Tính chất hoạt động của vỏ quả đất ở khu vực này, bao gồm cả chuyển động nâng cao, vẫn tiếp diễn trong Neogen. Mỗi vùng trong khu vực có những nét riêng về tính chất hoạt động cũng như thời gian biểu hiện nghịch đảo sớm muộn hơn nhau ít nhiều. Tuy vậy, nhìn toàn bộ có thể nói Paleoxen và Eoxen là thời kỳ chủ yếu sụp võng địa mảng, chuyển động nghịch đảo nâng cao mạnh nhất diễn ra ở Oligoxen và tiếp diễn trong kỷ Neogen. Từ Neogen đã hoàn thành hình thái cơ bản của các dải núi Anpơ, Cacpat, Bancang, Capca, Hymalaya. Đồng thời lúc này cũng hình thành những miền võng sụp giữa núi trong đó tích đọng vật liệu thô thuộc thành hệ molat như ở Hungari, Rumani, Thổ Nhĩ Kỳ v.v... Nhiều miền võng rìa nền được thành tạo ở cả phía bắc và phía nam của khu vực uốn nếp.

Chuyển động nghịch đảo vừa nêu ở địa mảng Địa Trung Hải đã kết thúc chu kỳ kiến tạo Anpi. Biển Tetit sau chuyển động này bị những cấu trúc nổi cao mới hình thành phân cách thành nhiều khu biển khác nhau. Phần phía đông của Tetit hoàn toàn biến mất, thay thế vào đó là dải núi cao hùng vĩ Hymalaya. Phần phía tây của Tetit bị các dãy núi Capca Nhỏ, Bancang v.v... phân cách làm hai khu biển. Khu phía nam gần ứng với Địa Trung Hải hiện nay còn khu phía bắc gọi là Paratetit kéo dài theo rìa nam nền Đông Âu từ bắc Anpơ qua Crimê, Capca và xa hơn về phía đông biển Caspi. Biển Paratetit trong Neogen nhiều lần bị tách rời rồi lại nối liền với Tetit, do đó đã hình thành trong từng thời gian những khu vực biển có độ muối không bình thường. Từ Plioxen biển Paratetit bị tách rời thành những biển riêng biệt tồn tại đến hiện nay như Biển Đen, Caspi, Aran.

ĐẠI ĐỊA MẢNG THÁI BÌNH DƯƠNG

Khu vực Indonexia

Khu vực địa-mảng này bao gồm nhiều dải đảo và biển Indonexia — Calimantan, ranh giới phía đông của khu vực là hệ thống đứt gãy lớn chạy theo hướng

đông nam qua giữa Philipin và Tân Ghinê. Giai đoạn sụp võng của địa mảng diễn ra suốt trong Đệ tam và đến hiện nay vẫn tiếp diễn. Do vị trí ở vào phần tiếp theo phương của nhánh đông nam đại địa mảng Địa Trung Hải, nên trong một số văn liệu địa chất khu vực địa mảng Indonexia cũng được coi thuộc đại Địa Trung Hải, nhưng tính chất hoạt động và giai đoạn phát triển của khu vực Indonexia rõ ràng gắn liền với đại Thái Bình Dương hơn. Đặc tính của khu vực là các yếu tố cấu trúc thường chạy dài theo dạng hình cung.

Bản thân những khu đảo của Indonexia hiện nay chính là những địa vồng được thành tạo từ cuối Paleogen và Neogen. Những đảo dạng cung này gồm hai loại: đảo núi lửa và đảo không núi lửa. Những cung đảo núi lửa được thành tạo do hoạt động của loạt núi lửa ngầm và núi lửa trên mặt. Trong suốt dải cung từ Java đến các đảo phía tây nam của đảo này dài đến hơn 3000km hầu như chỉ bao gồm đá phun trào và trầm tích phun trào trung tính và bazơ tuổi Đệ tam.

Trong các cung đảo không núi lửa, trầm tích Paleogen phân bố hạn chế hơn, còn trầm tích Neogen lại rất phổ biến. Đá cacbonat Neogen chiếm vị trí đáng kể trong thành phần trầm tích, chúng thường phủ theo dạng biển tiến trên những đá tuổi Mezozoi và đôi khi Paleozoi thuộc giai đoạn trước của địa mảng.

Trầm tích Đệ tam đạt bề dày rất lớn, trong đó thành phần đá phun trào chiếm tỉ lệ ưu trội. Ở Calimantan bề dày trầm tích Đệ tam tới 12km, còn ở đảo Java riêng trầm tích Neogen của phức hệ chứa than và chứa dầu cũng đã đạt tới bề dày 6000m.

Vùng tây Philipin cũng thuộc khu vực địa mảng Indonexia, tính chất thành hệ macma và trầm tích Đệ tam cũng tương tự như trên ta vừa nói.

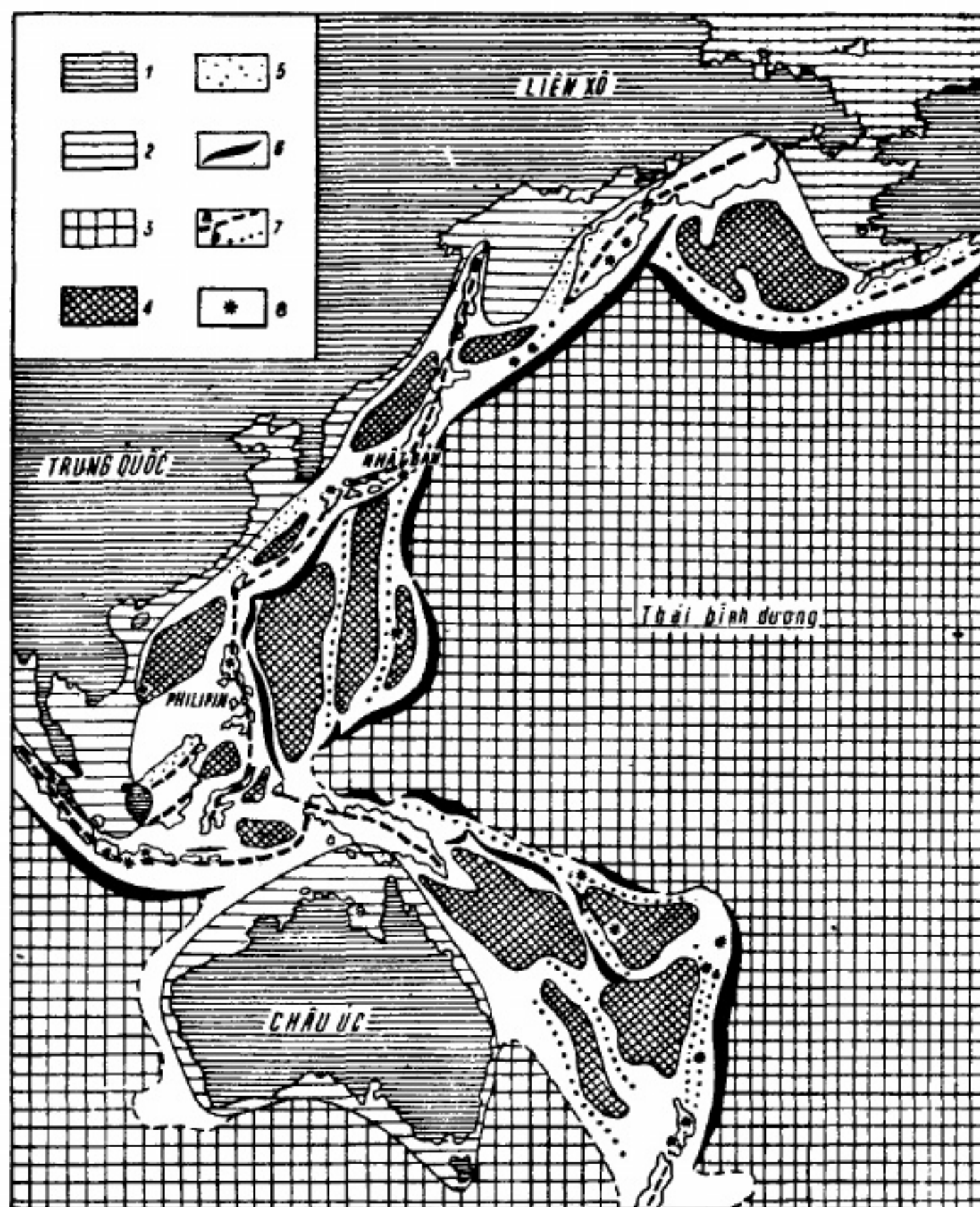
Khu vực địa mảng Indonexia bắt đầu hoạt động từ Mézozoi, trong Paleogen quá trình sụp võng địa mảng tiếp tục với cường độ mạnh hơn. Cuối Paleogen bắt đầu quá trình hoạt động dương của khu vực địa mảng, hình thành những địa vồng lớn. Quá trình nâng cao diễn ra đồng thời với hoạt động phun trào mạnh mẽ, nhất là ở Mioxen. Quá trình đó đã hình thành những đảo núi lửa lớn đồng thời với sự xâm nhập nhiều khối granit trẻ chứa thối, vàng v.v... Trong Plioxen địa mảng Indonexia trở lại tính chất sụp võng, biến lại tràn vào nhiều khu vực đã bị nâng cao ở Mioxen. Cuối Plioxen và đầu Đệ tứ tiếp diễn quá trình chuyển động dương tạo núi và hoạt động núi lửa mạnh mẽ, nhưng chế độ địa mảng chưa kết thúc. Ngày nay Indonexia vẫn là một khu vực núi lửa hoạt động mạnh, động đất nhiều, nhiều núi cao bên cạnh hồ biển sâu. Tất cả những điều đó chứng tỏ hiện nay khu vực Indonexia vẫn đang trong giai đoạn sụp võng chính của chu kỳ địa mảng.

Đông Philipin

Đông Philipin hình thành một hệ địa mảng phân cách với phần tây Philipin (thuộc khu vực địa mảng Indonexia) qua hệ thống đứt gãy sâu. Ranh giới phía đông là lũy Mindanao.

Hình 17-7. Sơ đồ địa mảng Kainozoi và hiện đại của phần tây đại địa mảng Thái Bình Dương (theo Khain, 1974, có đơn giản bớt).

1. nền lục địa ;
2. phần nền lục địa chìm dưới biển (thềm lục địa) ;
3. nền đại dương ;
4. vùng trũng sâu có kiểu vỏ á đại dương ;
5. địa mảng thuần và vồng sụt tiền sơn ;
6. vồng địa mảng thực thụ và mảng biển sâu ;
- 7^a. địa vồng có nhân thành tạo trước chu kỳ anpi (những cung đảo) ;
- 7^b. địa vồng thành tạo trong pha phát triển tích cực của anpi (cung đảo trẻ) ;
8. những núi lửa chủ yếu.



Chắc chắn địa mảng đã hoạt động từ Mezozoi. Phức hệ dưới của địa mảng Mezozoi thuộc kiểu địa mảng thực thụ, đá biến chất cao, phổ biến thành hệ phun trào bazơ với đá phiến siltit dày.

Phức hệ trên của địa mảng bắt đầu từ trầm tích Mioxen, nằm bất chỉnh hợp trên đá Krêta muộn. Thành phần phức hệ trên của địa mảng bao gồm đá lục nguyên và phun trào, đôi nơi có dạng flit, riêng Mioxen đã đạt tới bề dày 6 — 8km. Cuối Mioxen đã hình thành nhiều loạt xâm nhập gabroit, diorit và grano-diorit.

Chuyển động nâng xảy ra ở cuối Mioxen và đầu Plioxen. Sau đó đã hình thành trầm tích lục địa ở một số nơi trong hệ địa mảng. Mảng biển địa mảng Philipin sâu nhất thế giới (hơn 10km) cùng với sự tập trung nhiều tâm động

đất, hoạt động núi lửa mạnh mẽ chứng tỏ hệ địa mảng Đông Philipin hiện nay đang ở vào giai đoạn sụp võng chủ yếu.

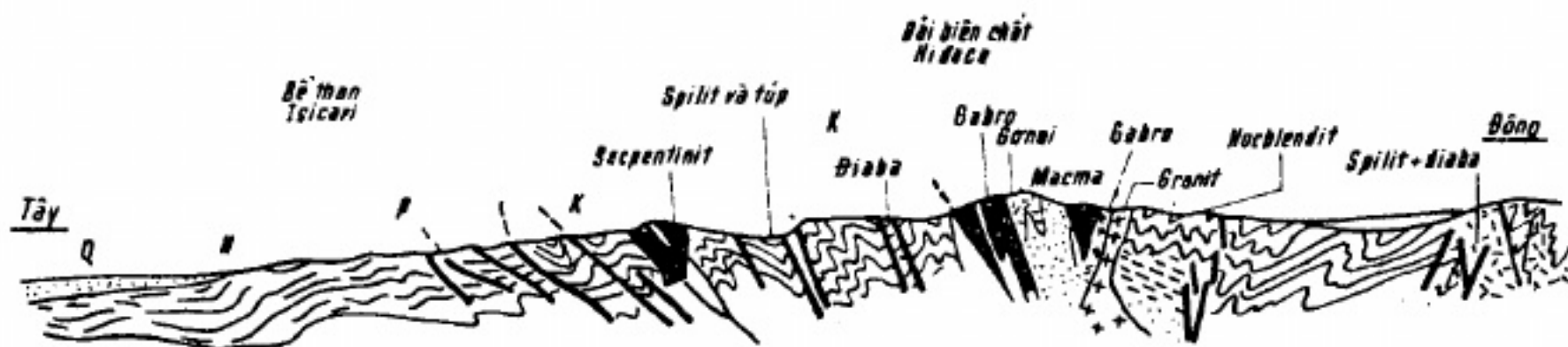
Đài Loan và Nhật Bản

Một hệ địa mảng chạy theo dạng cung kéo dài từ nam đảo Hokaido đến tận Đài Loan và hoạt động mạnh mẽ trong Kainozoi.

Hoạt động địa mảng chắc chắn trong Mesozoi đã thể hiện rõ nét. Trầm tích Mesozoi thuộc phức hệ dưới của địa mảng đã khá phổ biến đá phun trào. Cấu trúc nội bộ địa mảng khá phức tạp và hiện nay địa mảng vẫn đang trong giai đoạn sụp võng mạnh mẽ.

Vòng cung đảo Nhật Bản gồm hai phần là bắc và nam bị phân cách nhau qua đứt gãy ngang lớn.

Phức hệ trầm tích và phun trào Paleogen — Neogen ở phía bắc rất dày, đạt đến 6000m và bị uốn nếp biến vị phức tạp. Xa hơn về phía bắc là đảo Hokaido có thể coi là phần nối tiếp với khu vực Đông Bắc Á. Phức hệ trầm tích và phun trào Paleogen — Neogen ở đảo Hokaido tới 10km, bị uốn nếp phức tạp (h. 17-8). Chúng được hình thành ở rìa phía tây của địa vòng tuổi Paleozoi — Mesozoi.



Hình 17-8. Sơ đồ mặt cắt địa chất qua vùng đảo Hokaido (theo sách «Geological evolution of Japan», 1965).

Phần phía nam của vùng cung đảo Nhật Bản vai trò của hoạt động phun trào giảm hẳn so với phần phía bắc.

Chuyển động của vỏ quả đất ở đây diễn ra rất mạnh mẽ, do đó nhiều hệ tầng trầm tích trẻ của Neogen và thậm chí cả Pleistocen của Đệ tứ cũng bị uốn nếp. Thời gian biểu hiện uốn nếp mạnh mẽ nhất là vào Pliocen, lúc này hoạt động núi lửa cũng thể hiện rất mạnh mẽ.

Vùng đảo Đài Loan nằm ở phần rìa của cấu trúc địa mảng Kainozoi Thái Bình Dương. Địa vòng giữa Đài Loan được hình thành từ Mesozoi. Võng địa mảng sườn tây hình thành trầm tích aspit Paleogen (3000m) và trầm tích chứa than Miozen (3000m); còn hệ tầng bột kết, đá phiến, có nơi là grauvac và đá vôi tuổi Pliocen cũng đạt bề dày 2000 — 3000m. Như vậy tổng bề dày trầm tích Đệ tam ở đây tới gần 10km.

Sườn đông Đài Loan phổ biến trầm tích Neogen, trong đó đá phun trào andezit chiếm tỉ lệ ưu trội, còn đá trầm tích vụn thò đông vai trò phụ.

Cuối Plioxen chế độ trầm tích địa máng ở Đài Loan chấm dứt. Miền vồng chồng gối được thành tạo ở sườn tây.

Đông Bắc Á

Khu vực rộng lớn Đông Bắc Á bao gồm bán đảo Camsatca, đảo Nakhalin, quần đảo Curin v.v... Hoạt động sụp vồng địa máng và núi lửa mạnh mẽ diễn ra trong suốt Paleogen và đặc biệt là ở Neogen. Trầm tích lục nguyên của Đệ tam có bề dày khổng lồ, như trong phức nếp vồng ở nam Camsatca dày tới 12 — 14km. Cùng với trầm tích lục nguyên là đá phun trào cũng tới bề dày 5 — 6km. Bên cạnh trầm tích biển còn có trầm tích lục địa chứa than được thành tạo ở một số nơi.

Toàn bộ trầm tích Paleogen và Neogen đều bị uốn nếp, chứng tỏ chuyển động vỏ quả đất diễn ra khá mạnh, nhất là ở Plioxen.

Dạng đảo vòng cung, địa hình rất tương phản, tập trung nhiều tâm động đất và đặc biệt mật độ núi lửa rất lớn hiện nay chứng tỏ khu vực Đông Bắc Á cũng đang trong giai đoạn sụp vồng chính của địa máng, trong đó những đảo chính là những địa vồng của khu vực địa máng (h. 17-9).

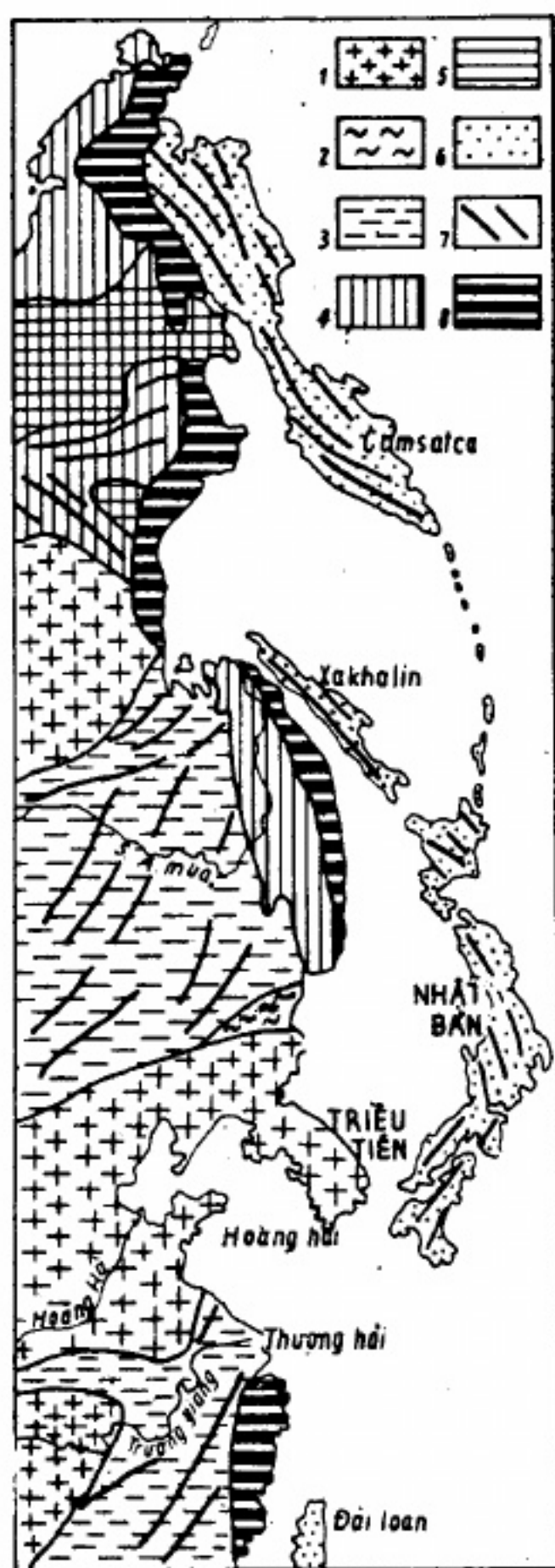
Khu vực Califonia và Anđet (tây châu Mỹ)

Khu vực địa máng Califonia nằm rìa theo bờ biển Thái Bình Dương của tây Bắc Mỹ, phía đông nó là khu vực uốn nếp mezozoit. Địa máng hoạt động mạnh mẽ trong Paleogen và Neogen thành tạo loạt trầm tích thò vụn rất dày, đá phun trào cũng phổ biến. Cuối Neogen phần phía đông, giáp cấu trúc mezozoit, chịu tác dụng chuyển động nghịch đảo, hình thành dải núi ven biển là Cascat, đồng thời hình thành những sụp vồng giữa núi, tích đọng trầm tích lục địa. Chế độ sụp vồng địa máng hiện vẫn tiếp diễn ở rìa tây của khu vực địa máng.

Khu vực địa máng Anđet nằm rìa bờ Thái Bình Dương của Nam Mỹ. Chuyển động tạo núi ở cuối Krêta đã làm cho phần lớn phía đông khu vực trở thành miền núi uốn nếp. Giai đoạn kết thúc địa máng của khu vực bắt đầu từ Eoxen và kéo dài đến hiện nay. Do quá trình này, nhiều miền vồng ven rìa và vồng sụp giữa núi được hình thành. Đồng thời hoạt động phun trào vẫn mạnh mẽ do sự gãy vỡ của vỏ quả đất.

Thành hệ molat của những vồng sụp đạt tới bề dày trên 3km, nhiều nơi đã hình thành khoáng sàng than đá.

Phần rìa Thái Bình Dương của khu vực vẫn tồn tại dải vồng địa máng, tích đọng trầm tích biển và lục địa từ Eoxen. Bề dày trầm tích của thành hệ địa máng rất khổng lồ (20km).



Hình 17-9. Sơ đồ cấu trúc của Đông Bắc Á (dựa theo « Kiến tạo Âu — Á » của Yanshin, 1966).

Ký hiệu : 1. nền cổ Sibêri và Trung Quốc ; 2. khu vực uốn nếp baicalit ; 3. khu vực uốn nếp paleozoit (caledonit và hecxinit) ; 4. khu vực uốn nếp mezozoit ; 5. địa khối giữa trong cấu trúc mezozoit ; 6. khu vực uốn nếp tuổi Kainozoi (Đông Bắc Á và Đài Loan — Nhật Bản) ; 7. phương của cấu trúc lớn ; 8. dải núi lửa Chucotca — Catazia (do Nagibina phân định), được hình thành ở rìa đông của lục địa Đông Bắc Á (đã cứng rắn hóa trước Kainozoi) và chạy theo phương á kinh tuyến. Ở phía đông, nó chuyển tiếp sang khu vực địa mảng hoạt động Kainozoi, mối quan hệ này thể hiện rõ nét ở Chucotca, Nakhalin. Trong dải núi lửa Chucotca — Catazia, phức hệ xâm nhập, phun trào thành phần rất khác nhau từ trung tính đến axit được thành tạo từ cuối Mesozoi và tiếp diễn trong Kainozoi, mang tính chất phủ chồng.

Tính chất chung của đai địa mảng Thái Bình Dương trong Kainozoi là phần lớn các khu vực đều mang tính chất kế thừa, nhưng trong Đệ tam chúng hoạt động rất mạnh mẽ. Trừ khu vực Andet ở tây của Nam Mỹ là hoạt động nghịch đảo trong Đệ tam diễn ra sớm hơn, các khu vực khác chuyển động dương đặc biệt mãnh liệt vào Plioxen. Toàn bộ các khu vực của đai địa mảng Thái Bình Dương hiện nay vẫn đang trong giai đoạn hoạt động tích cực. Dải địa mảng Đông Á của đai Thái Bình Dương thể hiện rất rõ nét tính chất của địa mảng

Kainozoi và còn đang hoạt động. Đặc tính nổi bật trước tiên của dải địa mảng này là hình thái dạng cung của các địa vồng (cung đảo), các mảng biển sâu kế tiếp cung đảo. Đặc tính thứ hai là sự hoạt động mạnh mẽ của núi lửa trong Neogen và hiện nay, sản phẩm của chúng chủ yếu là andezit và bazan. Đặc tính thứ ba là mật độ dày đặc của những trung tâm động đất phân bố trong suốt dải địa mảng.

Những đặc tính vừa nêu phổ biến trong toàn bộ dải địa mảng Đông Á có thể theo dõi được ở Tân Ghinê qua Indonexia — Philipin, Nhật Bản, Đông Bắc Á. Điều đó nêu bật tính thống nhất của dải địa mảng Tây Thái Bình Dương (Đông Á)

và đồng thời cũng là đặc tính biệt lập của nó so với tất cả các đai địa mảng thuộc những tuổi khác nhau của lịch sử vỏ quả đất.

LỊCH SỬ CÁC KHU VỰC NỀN

Lịch sử phát triển các khu vực nền ở Paleogen và Neogen có những nét khác biệt so với những thời kỳ địa chất trước kia. Ở phía bắc, nền Laurasia vẫn tiếp tục tồn tại, tham gia vào thành phần của nó bên cạnh những khối nền cổ như Nam, Bắc Trung Quốc, Sibêri, Đông Âu v.v..., còn có những nền trẻ. Diện tích của những nền trẻ trong Laurasia cũng rộng lớn hơn, bên cạnh baicalit, caledonit, hecxinit còn có cấu trúc mezozoit như Đông Bắc Á, Đông Dương v.v...,

Ở phía nam Gonnana không còn là một nền thống nhất nữa mà đã bị chia tách thành những khối riêng biệt Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ và châu Úc.

Lịch sử từng khu vực có những nét đặc trưng riêng, do đó trong phần này chúng ta sẽ nói đến những nét chung của các nền và những nét nổi bật của một số khu vực.

LAURAZIA

Trong Paleogen và Neogen chế độ lục địa chạy suốt từ đông qua tây, từ bắc xuống nam của nền Laurasia. Hai khối Âu — Á và Bắc Mỹ chỉ tách biệt nhau qua hắc Đại Tây Dương, còn eo biển Bêrinh trong phần lớn thời gian đã như cầu nối của hai khối.

Đặc điểm nổi bật của phần phía đông Laurasia trong Paleogen — Neogen là hoạt động tạo núi nền diễn ra mạnh mẽ. Nhiều vùng trũng tạo núi nền, nhiều khu vực có cấu trúc dạng khối, dạng vòm v.v... được thành tạo.

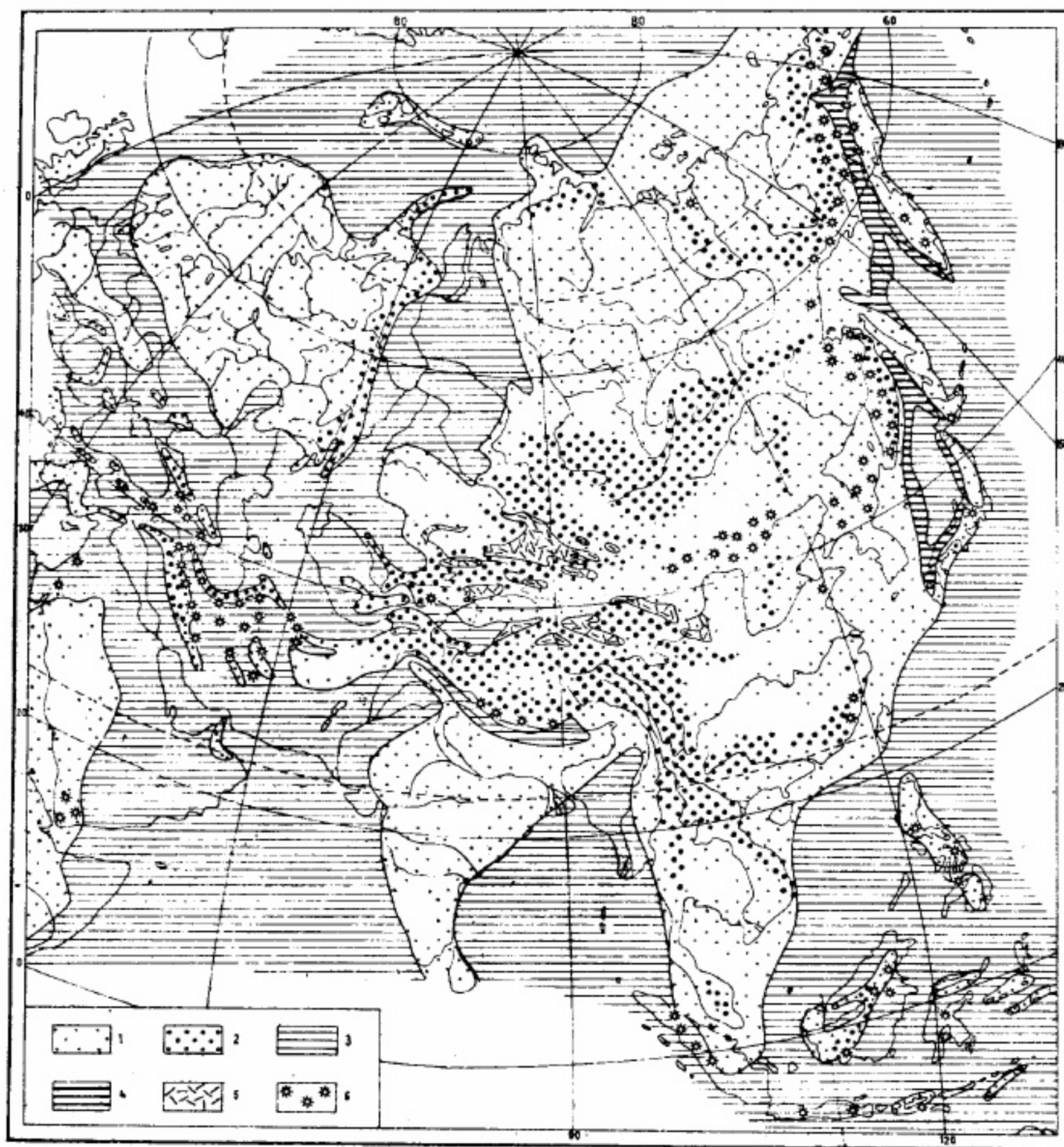
Khối nền cổ Đông Âu

Trong Paleogen và Neogen nền chịu ảnh hưởng nhiều của hoạt động địa mảng Địa Trung Hải ở phía nam. Biển chỉ ngập vào phần phía nam nền ở vùng Ukrain, cận Caspi v.v... và đạt mức lớn nhất vào Eoxen. Lúc này biển nam nền Đông Âu đã nối liền với khu biển phía tây Sibêri qua phía đông Ural hiện nay (h. 17-10). Đồng thời rìa tây nam của nền cùng với vùng nền trẻ hecxinit Tây Âu cũng bị biển ngập. Đó là khu biển chạy qua Ba Lan, Đức, Pháp.

Hai khu biển vừa nói đã hình thành những loạt trầm tích được nghiên cứu khá kỹ và là những nơi có mặt cắt được dùng để phân định những phân vị địa tầng Paleogen — Neogen đã ghi trong bảng tuổi địa chất ở chương 3 (vùng Pari và Biển Đen).

Đại uốn nếp Uran — Mông Cổ

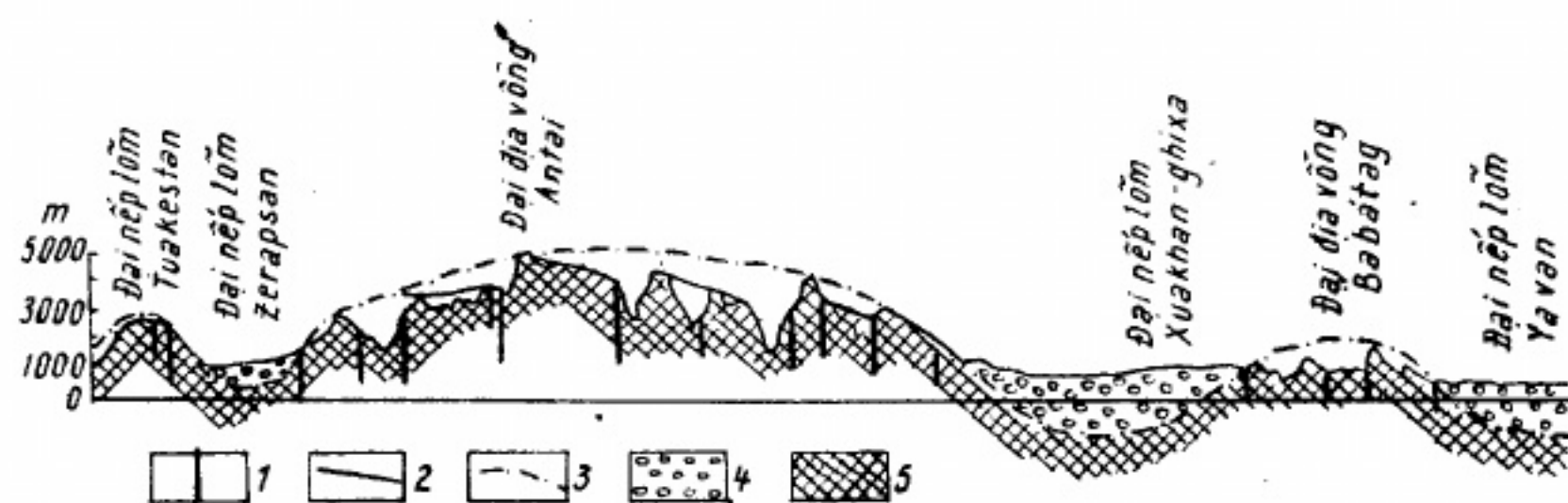
Đại bộ phận của đại uốn nếp (nền trẻ caledonit và hecxinit) này trong Paleogen — Neogen là lục địa trù phần phía tây (vùng tây Sibêri và tây Trung Á) bị sụp chìm thành tạo khu biển ở Paleoxen và Eoxen (h. 17-10). Đến Oligoxen biển cũng rút khỏi khu vực tây Sibêri, ở đó thành tạo miền đầm hồ tích đọng trầm tích chứa than tuổi Oligoxen và Neogen.



Hình 17-10. Sơ đồ cổ địa lý Âu — Á trong Paleogen giữa (Eoxen) (theo Xinhixun, 1962).

1. lục địa thấp ; 2. lục địa nâng cao ; 3. biển ; 4. vùng thấp thành tạo trầm tích chứa than ; 5. vùng trầm tích màu đỏ ; 6. vùng hoạt động núi lửa.

Điểm rất đặc trưng của đại cấu trúc nền paleozoit Uran — Mông Cổ là từ Oligocen bắt đầu quá trình tạo núi nền, hình thành những miền sụp võng nội địa lớn, nhất là ở phạm vi tây Trung Quốc. Những vùng sụp võng này hoạt động trong suốt Oligocen và Neogen đồng thời với quá trình nâng cao của vùng núi kề cận. Hoạt động tạo núi nền biểu hiện rõ nét nhất vào cuối Neogen (Pliocen). Trên khu vực rộng lớn từ Thiên Sơn qua Antai — Saian v.v... quá trình nâng cao đã làm trở lại địa hình các khu núi cổ paleozoit và hình thành những dải núi thuộc loại cao lớn nhất hiện nay. Theo những hệ thống đứt gãy lớn, từng khối vỏ quả đất đã bị nâng cao hình thành hệ thống núi trở lại, xen với những hệ thống thung lũng sâu (h. 17-11).



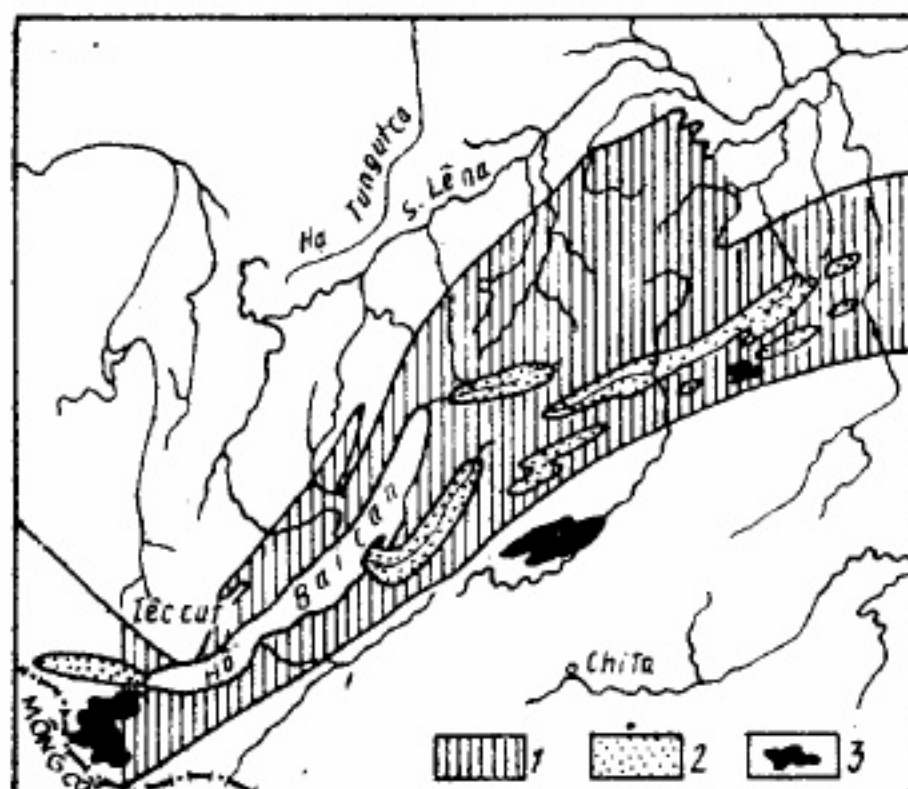
Hình 17-11. Sơ đồ thành tạo cấu trúc và địa hình dải Thiên Sơn do hoạt động tạo núi nền trong Neogen (dẫn theo sách « Địa sử » của Nhemcop, Muratop v.v...).

1. đứt gãy; 2. bề mặt san bằng; 3. đại địa võng và đại nếp lồi (đại địa võng) (meganticline, megasyncline); 4. trầm tích Neogen và Đệ tứ lấp đầy miền trũng; 5. thành hệ đá trước Neogen.

Nền cổ Sibêri

Nền cổ Sibêri trong suốt Paleogen và Neogen là lục địa nâng cao, quá trình bào trụi chiếm ưu thế trong hoạt động địa chất của khu vực. Quá trình chuyển động tạo núi nền diễn ra mạnh mẽ trong Neogen, có thể lấy điển hình trong quá trình thành tạo hồ Baican và nâng cao, làm trở lại địa hình khu vực.

Khu vực Baican thuộc nền cổ Sibêri, ổn định trong suốt Paleozoi và Mezozoi, nhưng từ Pliocen ở đây diễn ra hoạt động đứt gãy mạnh mẽ do gãy vỡ móng Tiền Cambri. Sự gãy vỡ này dẫn đến thành tạo địa hình núi cao 2000 — 3000m có cấu trúc dạng vòm gọi là « vòm Baican ». Bên cạnh những núi cao đó là những vùng trũng sâu hẹp dạng địa hào, trong đó trũng sâu nhất còn tồn tại đến hiện nay là hồ Baican, sâu đến 1620m. Dãy trũng sâu dạng địa hào này nằm ở giữa khu vực, chạy từ biên giới Mông Cổ — Liên Xô và kéo dài đến hơn 1700km theo hướng đông bắc. Trong khu vực này trầm tích Neogen và đầu Đệ tứ dày tới 2 — 3km (h. 17-12). Do đứt gãy sâu của móng Tiền Cambri phun trào bazan cũng theo đó trào lên trên nhiều nơi của khu vực.



Hình 17-12. Sơ đồ vùng tạo núi nền ở Baican (dẫn theo Nhemcop, Muratop).

1. vùng « vòm Baican » ; 2. vùng trũng dạng địa hào lấp đầy trầm tích Neogen và Pleistoxen ; 3. bazan Neogen — Đệ tứ.

Nền Trung Quốc

Chuyển động yanshan đã kết thúc giai đoạn sụp võng của nhiều miền võng lớn nội địa như Ordos và Tứ Xuyên v.v... Từ Paleogen lục địa Trung Quốc bao gồm cả nền cổ và cấu trúc paleozoit, mezozoit ở Trung Quốc là

một lục địa lớn, trên đó hình thành nhiều vùng trũng nội địa.

Ở phía tây nhiều miền sụp võng khá lớn đã hình thành như Tarim, Sài Đàm, Duy Ngô Nhĩ v.v... Biên độ sụp võng cũng như phạm vi của những miền võng này khá lớn. Có nơi bề dày trầm tích Đệ tam đạt tới 6000m. Thành phần trầm tích đồng loại gồm đá vụn màu đỏ, xanh xám, có nhiều nơi trong thành phần trầm tích chứa thạch cao.

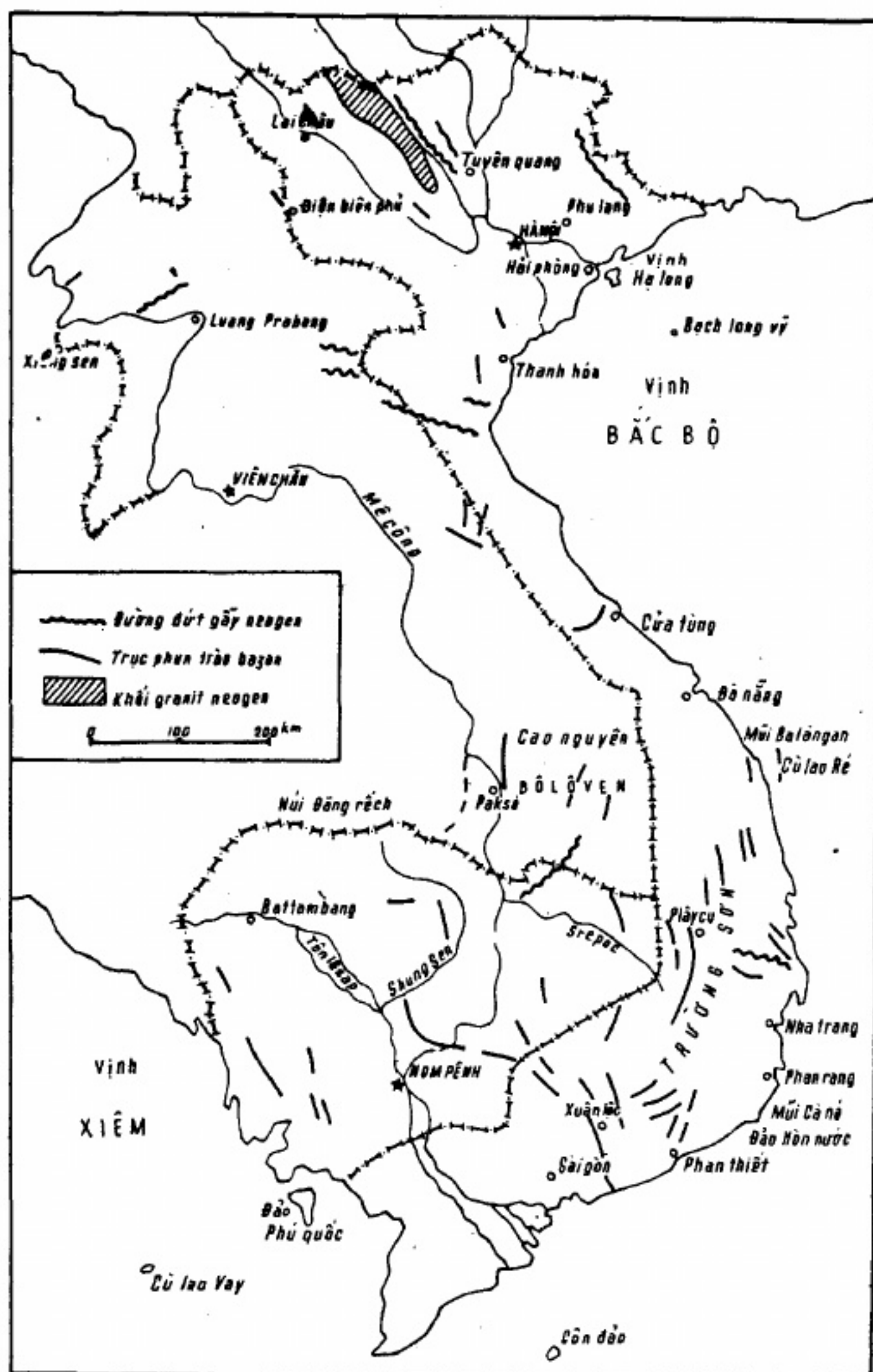
Ở phía đông ít có những vùng trũng lớn mà là hàng loạt vùng trũng nhỏ chạy theo phương đông-bắc. Biên độ sụp võng cũng nhỏ hơn nhiều so với phía tây, bề dày trầm tích không vượt quá 1000m. Khác với các bồn trũng phía tây, ở những bồn trũng phía đông bên cạnh đá vụn lục địa màu đỏ còn gặp những tầng đá bazan, có nơi bề dày trên 100m. Cuối Đệ tam chuyển động tạo núi nền diễn ra đồng thời với chuyển động nghịch đảo ở địa mảng, trong các vùng trũng nội địa hình thành những hệ thống uốn nếp dạng khối theo tính chất chung của hoạt động tạo núi nền.

Khu vực Đông Dương (h. 17-13)

Lãnh thổ Việt Nam và Đông Dương nói chung trong Paleogen và Neogen là lục địa. Hoạt động đứt gãy đã tạo điều kiện hình thành những khối xâm nhập granit lớn thuộc loạt Fansipan (tuổi tuyệt đối 30 — 40 triệu năm).

Trong Neogen chuyển động đứt gãy tiếp tục và hình thành nhiều dải bồn trũng trong đó tích đọng trầm tích vụn lục địa. Đó là những bồn trũng Cao Bằng — Lạng Sơn, Sông Hồng — Sông Chảy, Sông Cả theo hướng tây bắc — đông nam, nhiều bồn trũng nhỏ ở cao nguyên Nam Trung Bộ.

Trong dải Cao Bằng — Lạng Sơn có bồn trũng Cao Bằng, Thất Khê, Lạng Sơn, Nà Dương. Thành phần trầm tích chủ yếu là cuội kết và sạn kết. Ở Nà Dương (Lộc Bình — Lạng Sơn) bề dày trầm tích Neogen hơn 500 — 600m, trong đó có chứa những vỉa than lửa dài.



Hình 17-13. Sơ đồ tân kiến tạo Đông Dương (theo E. Saurin, 1967).

Dọc đứt gãy Sông Hồng và Sông Chảy cũng hình thành trầm tích lục địa như ở Phố Ràng, Tuyên Quang, dọc Sông Hồng từ Lào Cai đến Việt Trì. Theo tài liệu khoan thăm dò dầu mỏ, trầm tích Neogen phổ biến rất rộng rãi dưới đồng bằng Bắc Bộ và đạt tới bề dày vài km.

Cuối Neogen, đợt chuyển động đứt mới gây tạo điều kiện thành hình hàng loạt vùng đá phun trào bazan Neogen — Đệ tứ. Những khu vực này hiện nay đá bazan bị phong hóa đã tạo nên những vùng đất trồng cây công nghiệp rất tốt như ở Tây Nguyên, Nam Trung Bộ, Phú Quý v.v.. Đá bazan cũng gặp ở Lao Cai, Vĩnh Linh v.v...

CÁC KHỐI NỀN PHÍA NAM

Trong chương trước chúng ta đã biết về cơ bản nền Gonvana đã bị chia tách xong từ cuối Mezozoi, sang Kainozoi chỉ còn lại những khối nền tách riêng là Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ và Úc.

Ở Ấn Độ, phần phía bắc của nền đã bị nâng cao và bị lôi cuốn vào cấu trúc của dải núi Himalaya như ta đã nói trên kia. Theo M.S. Krishnan, phần phía nam của nền (dưới vĩ tuyến 25) trong Đệ tam chịu tác dụng hạ chìm.



Hình 17-14. Sơ đồ hệ thống đứt gãy Đông Phi.

Trong Paleogen, biển ngập vào khu vực Bắc Phi và thành tạo tầng đá vôi chứa Nummulites, phần bị biển ngập ở phía tây nền Ấn Độ và nền Úc chỉ chiếm những diện tích nhỏ hẹp. Trầm tích lục địa Đệ tam — chủ yếu là Neogen — chiếm diện tích lớn ở Nam Phi, Nam Mỹ và một ít ở châu Úc.

Điểm nổi bật của các nền phía nam trong Đệ tam là sự hình thành hệ thống đứt gãy khổng lồ ở Đông Phi, kéo dài trên 5000 km từ phía nam Thổ Nhĩ Kỳ qua Biển Đỏ, vịnh Aden, hồ Tanganica đến vùng lưu vực sông Zambe (h.17-14). Hệ thống đứt gãy khổng lồ này hoạt động mạnh mẽ trong Đệ tam, nhưng cũng có những ý kiến chứng minh rằng chúng đã bắt đầu hoạt động từ Mezozoi hoặc trước nữa. Dọc theo phương của hệ thống đứt gãy này đã hình thành những dãy hồ kiểu địa hào như hồ Rudonphơ, Victoria, Tanganica, Niasa. Bên cạnh đó là hiện tượng uốn nếp dạng vòm, địa hình trẻ lại và hoạt động phun trào bazan. Hiện nay nhiều nhà địa chất coi đây cũng là biểu hiện của hoạt động tạo núi nền.

HOÀN CẢNH CỔ ĐỊA LÝ

PALEOGEN

Đặc điểm đáng kể của Paleogen là trong kỷ đã diễn ra quá trình biến tiến lớn, mức độ các lục địa ngập biển không thua kém Krêta. Riêng ở lục địa Âu — Á, cả khu vực rộng lớn ở tây Sibêri, đông và nam Âu, tây bắc Ấn Độ, Bangla-đet v.v... đều bị biển ngập. Thực chất lúc này không có một lục địa Âu — Á thống nhất mà khu biển tây Sibêri — đông nam Âu đã ngăn phần lục địa Trung — Bắc Âu tách riêng khỏi phần châu Á (h. 17-10). Thời gian biến tiến lớn kéo dài từ Eoxen đến đầu Oligoxen.

Tính chất của địa hình trong Paleogen phần lớn mang tính chất dụn thoải. Do đó trong các khu vực biển thành phần trầm tích thô vụn rất ít, ngược lại thành phần trầm tích cacbonat và sét cacbonat chiếm vai trò chủ yếu. Kiểu địa hình này bao trùm những lãnh thổ rộng lớn ở Đông Âu, Sibêri, Trung Quốc, Ấn Độ, châu Phi v.v... Khu vực địa hình tương phản tạo điều kiện thành tạo trầm tích thô vụn và bề dày lớn, chỉ khu biệt trong một số vùng núi như Thiên Sơn, Côn Luân, Nam Sơn ở châu Á và những dải núi khác thuộc cấu trúc paleozoit và mezozoit.

Liên quan với chuyển động anpi, từ Oligoxen tính chất địa hình của các lục địa thay đổi mạnh mẽ. Lúc này bắt đầu kỷ biển thoái, lục địa lại được mở rộng. Riêng về lục địa Âu — Á thì hầu như lại trở thành một khối thống nhất.

Quá trình nghịch đảo kiến tạo và biển rút đi kèm theo với những biểu hiện mạnh mẽ của quá trình tạo núi nền đã làm cho tính chất địa hình trở nên tương phản hơn. Ở nhiều vùng sụp cạnh các dải núi lớn như Thiên Sơn, Côn Luân bề dày trầm tích thô vụn kiểu molat tuổi Paleogen đã đạt tới bề dày hơn hai nghìn mét.

So với hiện nay thì khí hậu của Paleogen ấm hơn và tính chất phân dị các đới thể hiện yếu hơn. Dẫn liệu về điều này thể hiện rõ nét trong thành phần của thực vật. Ở nhiều vùng hiện nay có khí hậu khá lạnh như Trung Âu, Bắc Trung Quốc thì trong Paleogen chúng ta gặp thành phần thực vật nhiệt đới và á nhiệt đới như các loại cọ, lan, long não v.v... Ngay ở những nơi có vĩ độ cao như Groenlen, Alasca v.v... trong Paleogen cũng có những thực vật tương tự như thực vật ôn đới hiện nay. Điều này chứng tỏ ngay ở vùng gần bắc cực trong Paleogen khí hậu cũng ấm hơn hiện nay nhiều. Không những thế, sự phong phú của các khoáng sàng than đá tuổi Paleogen ở phía bắc còn chứng tỏ những vùng đồ trong Paleogen có khí hậu ẩm và ấm khác với điều kiện khí hậu lạnh khô hiện nay.

NEOGEN

Từ cuối Oligocen điều kiện địa lý tự nhiên bắt đầu có những thay đổi lớn, sự thay đổi này tiếp diễn sang Neogen. Những biến đổi đó chắc chắn là có liên quan với hoạt động nghịch đảo nâng cao của các lục địa do chịu tác động của hoạt động nghịch đảo kiến tạo anpi. Có thể nói về mặt hình thái lục địa thì hoạt động nâng cao là điểm đặc trưng nhất của Neogen. Hầu hết các dải núi trong Neogen đã đạt chiều cao gần như hiện nay. Theo Xinhixun thì trong Neogen so với hiện nay Hymalaya và Côn Luân chỉ còn thấp hơn 1,2 — 1,5km, Thiên Sơn — 0,8 — 1km. Các cao nguyên và bình nguyên cũng bị nâng cao như Tây Tạng, Tarim, Sibêri v.v... Hai quá trình tạo núi cao trong Neogen là quá trình nghịch đảo kiến tạo ở địa mảng Địa Trung Hải và Thái Bình Dương, quá trình tạo núi nền ở những khu vực cấu trúc cổ hơn mezozoit như Thiên Sơn, Antai, Côn Luân v.v... Cùng với hoạt động nâng cao là sự hình thành các vùng sụp nội địa, trước núi. Dựa theo bề dày trầm tích của những miền sụp này người ta biết được biên độ sụp của chúng trong Neogen đạt tới 4 — 5km. Hiện tượng đó tạo nên tính chất tương phản địa hình dẫn theo hoạt động mạnh mẽ của quá trình bào mòn, hình thành những tầng trầm tích thổ vận dày trong các vùng trũng sụp trước núi.

Cuối Neogen tuy có biểu hiện biến tiến ở nhiều khu vực, nhưng ở lục địa nói chung vẫn chịu tác dụng nâng cao và lúc này vai trò của hoạt động tạo núi nền có ý nghĩa rất lớn.

Bên cạnh những núi lửa hoạt động trong các khu vực địa mảng thuộc đai địa mảng Thái Bình Dương, trong Neogen ở nhiều khu vực nền, liên quan với quá trình hoạt động tạo núi nền, hoạt động phun trào bazan cũng rất phổ biến. Phun trào nền trong Neogen phổ biến ở Thiên Sơn, Côn Luân, Đông Bắc Trung Quốc, Mông Cổ, đông và nam Sibêri v.v...

So với Paleogen thì khí hậu của Neogen theo tiến trình lạnh dần. Hiện tượng này ghi dấu ấn rõ nét trong thành phần thực vật của kỷ. Thành phần thực vật nhiệt đới và á nhiệt đới không còn gặp trong những vùng vĩ độ cao nữa và ở đó xuất hiện dần thành phần thực vật ôn đới và thực vật ưa lạnh. Sự lạnh dần của nhiệt độ đi kèm theo hiện tượng phân dị rõ nét các đới khí hậu và bắt đầu hình thành các kiểu vùng đai nguyên, rừng taiga, thảo nguyên khô hạn, sa mạc và nửa sa mạc v.v...

KHOÁNG SẢN

Trầm tích Đệ tam (Paleogen và Neogen) khá giàu khoáng sản, trước hết là nhiên liệu: than và dầu mỏ.

Riêng về than, người ta đã tính ra hơn nửa tổng trữ lượng than đá trên thế giới thuộc về trầm tích Paleogen và Neogen. Phần lớn than đá của Hệ tam thuộc loại than limnit, được thành tạo trong các tương đầm hồ với quy mô không lớn nhưng bù vào đây là số lượng các mỏ rất lớn. Trong thành phần, các loại than nâu, than lửa dài, than linhit, tức là những loại than ở trình độ biến chất thấp, chiếm vai trò chủ yếu. Những khu vực than lớn nhất là ở Bắc Mỹ, sau đó là trên lục địa Âu — Á như Liên Xô, Trung Quốc v.v.... Ở Cộng hòa dân chủ Đức than nâu Hệ tam là một trong những khoáng sản giàu có của đất nước. Những mỏ than nâu lớn gần đây cũng phát hiện ở Ba Lan. Ở Việt Nam nhiều mỏ than với quy mô nhỏ cũng đã phát hiện trong trầm tích Neogen như mỏ than Nà Dương (Lạng Sơn), Khe Bó (Nghệ An). Nhiều biểu hiện than đá Neogen cũng gặp trong trầm tích Neogen dọc Sông Hồng. Trong những năm gần đây, qua các công trình khoan sâu ở đồng bằng Bắc Bộ chúng ta cũng phát hiện nhiều vỉa than lớn trong trầm tích Neogen ở dưới châu thổ Sông Hồng.

Dầu mỏ cũng rất giàu trong trầm tích Hệ tam của thế giới, phần lớn chúng được thành tạo trong những miền vũng ven khu vực cấu trúc anpi và những miền sụp vũng Hệ tam trên nền móng các cấu trúc cổ Tiền Cambri, Paleozoi, Mezozoi. Nhiều khu vực mỏ dầu lớn nổi tiếng trên thế giới thuộc trầm tích Hệ tam như Nam Mỹ, Bắc Phi, Trung Cận Đông, Indonexia. Miền thềm lục địa Việt Nam, dưới châu thổ Sông Hồng với các trầm tích Hệ tam chìm dưới sâu cũng là những vùng có triển vọng để tìm kiếm dầu mỏ. Có ý kiến giải thích rằng những miền sụp vũng Hệ tam trên các nền móng cổ, do tính chất không đồng nhất của nền móng nên địa hình đáy bị chia cắt. Tính chất địa hình đó không thích hợp cho quá trình tạo than, nhưng lại thuận lợi cho việc tích đọng chất hữu cơ trong bùn đáy biển, đó là điều kiện thuận lợi để hình thành khoáng sàng dầu mỏ.

Trong trầm tích Hệ tam của nhiều nơi trên thế giới cũng phong phú các loại khoáng sản khác như sắt, mangan, boxit, muối mỏ v.v...

Khoáng sàng nội sinh liên quan với các hoạt động magma phổ biến trong khu vực cấu trúc anpit ở địa mảng. Đáng chú ý nhất trong số này là khoáng sàng thiếc ở Indonexia, khoáng sàng đồng ở tây Nam Mỹ v.v.. Ở Việt Nam hoạt động xâm nhập tuổi Krêta — Paleogen thuộc loạt Fansipan cũng là nguồn gốc thành tạo nhiều khoáng sàng kim loại quý.

KỶ ĐỆ TƯ

Tuy tên gọi « thành tạo Đệ tứ » đã có từ thế kỷ thứ 18, nhưng hệ Đệ tứ được xác lập năm 1829 theo đề nghị của Đênuai, một nhà địa chất người Bỉ. Thời gian thành tạo các thành hệ Đệ tứ (kỷ Đệ tứ) rất ngắn ngủi so với các kỷ trước, chỉ khoảng 1 triệu năm. Quan niệm của các nhà địa chất không nhất trí về thời gian của kỷ này, một số đánh giá thời gian của kỷ chỉ vào khoảng 600 — 750 nghìn năm, dựa vào lịch sử hình thành khí hậu băng giá của Đệ tứ. Số khác căn cứ vào lịch sử phát triển của động vật có vú, nhất là sự xuất hiện, tiến hóa của người mà coi kỷ có thời gian dài gần 2 triệu năm.

Ở Mỹ còn có quan niệm coi Đệ tứ chỉ là một phần của Neogen, trong khi đó ở Pháp nhiều nhà địa chất lại coi Đệ tứ cũng như Đệ tam (gồm Paleogen và Neogen) như là nguyên đại đứng ngang hàng với Paleozoi và Mezozoi.

Đánh giá lịch sử phát triển của người là sự kiện quan trọng bậc nhất trong lịch sử Đệ tứ nên nhiều nhà địa chất ở Liên Xô và vài nước khác còn gọi kỷ Đệ tứ là kỷ Nhân sinh (Anthropogen : Anthrop — người, genos — sinh ra).

Tuy thời gian của kỷ không dài nhưng kỷ Đệ tứ đã có những sự kiện rất quan trọng, đó là sự xuất hiện và tiến hóa của người và hiện tượng đóng băng trên những lãnh thổ bao la của vỏ quả đất.

Do những quan niệm khác nhau về thời gian của kỷ nên ranh giới dưới của hệ là một đề tài tranh luận rất nhiều. Hội nghị địa chất quốc tế lần XVIII (Luân Đôn năm 1948) đã chấp nhận trầm tích « bậc » Calabri và phân vị tương ứng thuộc trầm tích lục địa — Vilafranca, là phần thấp nhất của hệ Đệ tứ. Tuổi tuyệt đối theo cách phân định này là trên 1,5 triệu năm. Ở Liên Xô năm 1963 lại thông qua quyết định coi Đệ tứ gồm bốn phần Đệ tứ hạ, trung, thượng và hiện đại, phung chỉ dài khoảng 700 nghìn năm. Theo khối lượng này thì ranh giới dưới của Đệ tứ ở Liên Xô nằm cao hơn nhiều so với Calabri và Vilafranca. Thông thường cũng hay dùng cách phân chia Đệ tứ làm bốn phân vị ngang hàng nhau : Pleistoxen hạ, Pleistoxen trung, Pleistoxen thượng và Holoxen. Ngoài ra còn cách phân chia Đệ tứ theo các kỳ băng giá và gian băng trong lịch sử khí hậu Đệ tứ. Khảo cổ học coi lịch sử Đệ tứ gồm thời kỳ đồ đá cũ (Paleolit), thời kỳ đồ đá giữa (Mesolit), thời kỳ đồ đá mới (Neolit) và thời kỳ kim khí theo lịch sử chế tác và sử dụng các khí cụ trong quá trình tiến hóa của người. Sau đây là bảng so sánh cách phân chia Đệ tứ theo một số cách phân chia chủ yếu (Bảng 18-1).

SO SÁNH PHÂN CHIA TUỔI CỦA ĐỆ TỬ

Bảng 18-1

TÂY ÂU (Anpơ — Địa Trung Hải)			LIÊN XÔ		Động vật có vú	Lịch sử phát triển người
Kỷ băng	Phân vị địa tầng	Phân chia tuổi, địa tầng chung	Phân chia tuổi	Kỷ băng (phần châu Âu)		
Sau băng		Holoxen	Hiện đại = Holoxen			Thời kỳ đồ sắt Thời kỳ đồ đồng Thời kỳ đồ đá mới (Neolit) 1000— <i>Homo sapiens</i> Thời kỳ đồ đá giữa (Mezolit) ↑ 8500— lậu kỳ đồ đá cũ
Băng muộn			Q IV			
Varma		Đệ tứ thượng	Đệ tứ thượng Q III	Van dài Gian băng Miculin <i>Dneprov</i> Gian băng Likhvin <i>Oeski</i>		<i>Homo neanderthalensis</i> Trung kỳ đồ đá cũ
Gian băng Rî — Varma	Tyren II (Tyrrhenien)		Đệ tứ giữa Q II			
Ris			Đệ tứ hạ Q I			
Gian băng Minden — Ris	Tyren I					
Minden						
Gian băng Gun — Minden	Sixin (Sicilien)	Đệ tứ giữa	(600000 — 750000 năm)	Trước băng Belovez		Thời kỳ đồ đá cũ (Paleolit) Sơ kỳ đồ đá cũ
Gun						
Donau ?	Calabri Vilafranca	Đệ tứ hạ (— 1500000 năm)			Động vật ưa nóng (voi <i>Elephas meridionalis</i> , tê giác <i>Rhinoceros cirasicus</i>)	<i>Australopithec</i>

SINH GIỚI CỦA KỶ ĐỆ TƯ SỰ XUẤT HIỆN VÀ TIẾN HÓA CỦA NGƯỜI

Sinh giới của đầu kỷ Đệ tứ đã rất gần gũi với hiện nay, tuy vậy trong nhiều đại biểu cũng có những biến đổi do sự thay đổi của môi trường sống mà trước hết là sự biến đổi của điều kiện khí hậu. Sự biến đổi thành phần giống loài của thực vật không đáng kể mà chủ yếu là biến đổi về phân bố địa lý phụ thuộc vào điều kiện khí hậu.

Những biến đổi đáng kể trong lớp động vật có vú là nét nổi bật trong sinh giới của Đệ tứ. Liên quan với điều kiện khí hậu lạnh do hiện tượng đóng băng chúng ta thấy trong Pleistocen xuất hiện nhiều đại biểu của động vật ưa lạnh có lông và da dày như tê giác len (lông dày), voi mamut (h. 18-1).

Theo Xinhixun (1962) có thể thấy rõ sự phân biệt hai khu vực của động vật Đệ tứ của châu Á. Khu vực bắc và khu vực nam, ranh giới của hai khu vực là « bức thành » phân cách khí hậu từ Himalaya qua Hinducut và Nam Lĩnh. Khu vực phía bắc chịu ảnh hưởng nhiều của sự thay đổi khí hậu do các kỳ đóng băng, do đó mà sinh giới động vật cũng thay đổi nhiều so với Neogen. Đặc trưng cho khu vực bao la này là voi mamut, tê giác, hươu, bò rừng, ngựa, antilop v.v... Trước kỳ đóng băng, động vật mang tính chất của sinh cảnh thảo nguyên và rừng thảo nguyên, phổ biến những dạng ưa khí hậu ấm như voi, tê giác, hươu, ngựa v.v...

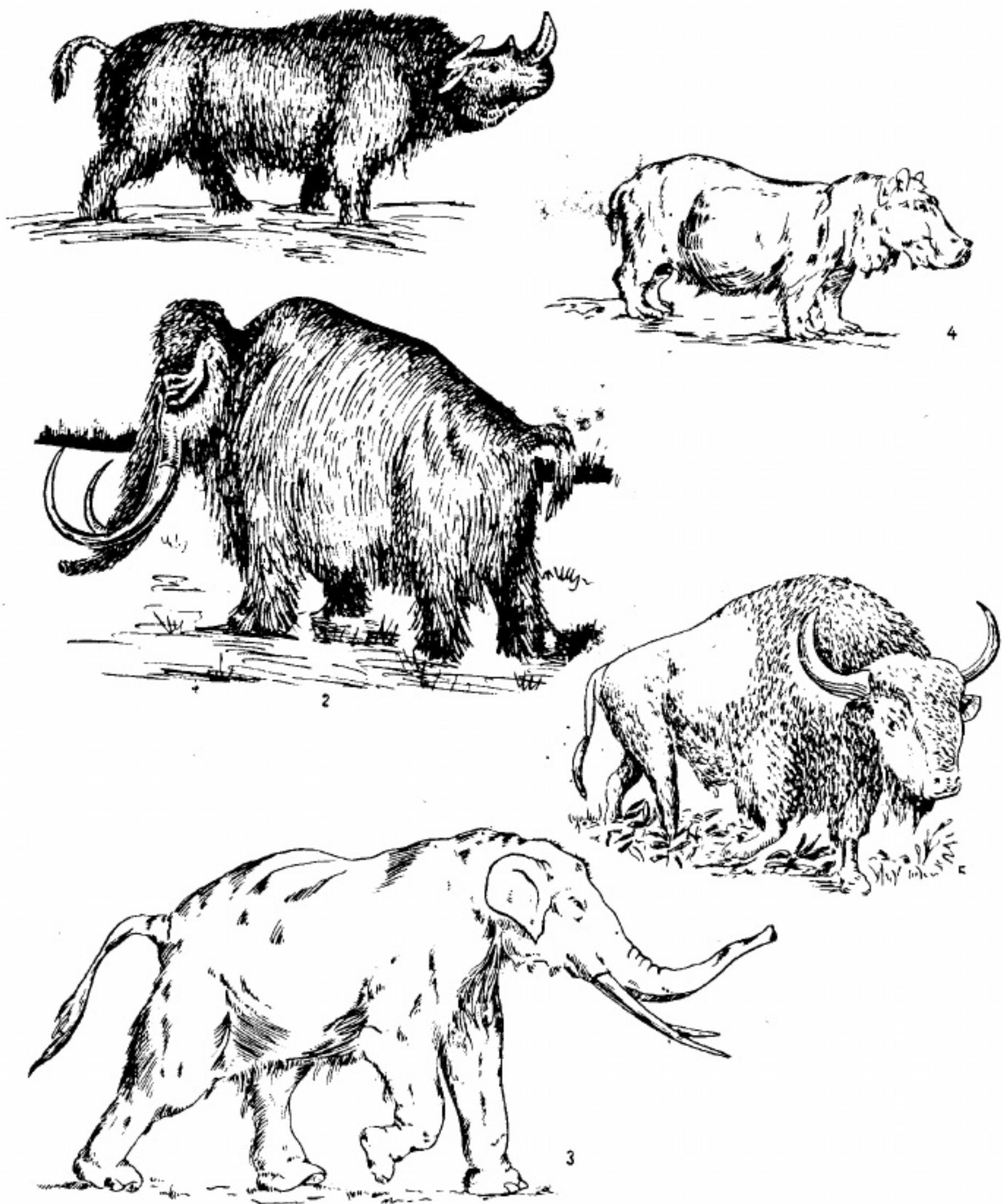
Trong và sau kỳ đóng băng thành phần động vật thay đổi thích nghi với sinh cảnh đài nguyên và rừng đài nguyên, phong phú những loại ưa khí hậu lạnh như voi mamut, tê giác len, hươu phương bắc v.v.... Sau kỳ đóng băng, vùng đài nguyên lui về phía bắc cực thì phần lớn chúng, đặc biệt là voi mamut, bị tiêu diệt.

Phía nam của khu vực bắc tuy không bị đóng băng nhưng vẫn chịu ảnh hưởng mạnh mẽ của khí hậu băng giá như Irăng, Trung Á, Tây Tạng, bắc Trung Quốc. Động vật mang tính chất của sinh cảnh thảo nguyên — sa mạc gồm ngựa, bò rừng, lạc đà, antilop, ngoài ra còn có cừu, dê. Dạng người vượn Bắc Kinh (Sinanthrop) cũng đã xuất hiện ở đây vào trước kỳ đóng băng chính.

Khu vực Nam Á không chịu ảnh hưởng của khí hậu băng giá nên động vật mang tính kế thừa rõ rệt của Neogen và cũng gần gũi với hiện nay. Thành phần giống loài phong phú hơn nhiều so với khu vực bắc, đó là những động vật ưa khí hậu ấm áp như voi, hà mã, bò, hươu, gấu, khỉ, hổ rừng kiêu, hổ, chó sói v.v... Ngoài động vật có vú còn có cá sấu, rùa, rắn.

Động vật của châu Á trong Pleistocen đã có thể giao lưu với Bắc Mỹ qua vùng hiện nay là eo biển Bering và với châu Phi qua vùng Ả rập.

Thành phần của động vật châu Âu và Bắc Mỹ cũng thay đổi nhiều do ảnh hưởng trực tiếp của các kỳ đóng băng. Động vật của Nam Mỹ, Trung và Nam



Hình 18-1. Một số động vật có vú của Hệ tứ.
 1. Tê giác len (*Rhinoceros tichorhinus*); 2. Voi mamut (*Elephas primigenius*); 3. *Elephas antiquus*; 4. Hà mã (*Hippopotamus major*); 5. Bò rừng *Bison priscus*.

Phi, châu Úc mang tính kế thừa rõ rệt của động vật Neogen tuy thành phần nghèo hơn động vật Nam Á.

Điểm nổi bật nhất trong lịch sử phát triển sinh giới của kỷ Đệ tứ là sự xuất hiện và tiến hóa của loài người, chính vì vậy mà tên gọi « kỷ Nhân sinh » (Anthropogen) do A.P. Pavlov đề nghị đã được nhiều nhà địa chất sử dụng. Sự xuất hiện của những dạng vượn người thuộc nhóm Australopitec (australis — phương nam, pithecos — khỉ) đã từ cách đây khoảng gần 2 triệu năm. Di tích đầu tiên của Australopitec phát hiện ở Nam và Đông Phi trong trầm tích Plioxen muộn⁽¹⁾ có nhiều đặc tính của khỉ như thể tích sọ não từ 400 đến 600cm³, trán dốc thoải, xương trên vành mi mắt dô cao, hàm mặt còn dô kiểu mõm. Nhưng mặt khác lại có những đặc tính của người như cấu tạo bộ răng (răng nanh không lớn, răng cửa thẳng đứng chứ không nghiêng v.v...), cấu tạo xương chậu thể hiện thể đứng bằng hai chân. Có khả năng Australopitec đã có sử dụng những vật đơn giản tự nhiên làm khí cụ săn bắt (như gậy, cuội, xương súc vật), người ta chưa phát hiện được những đồ đá cùng với di tích của Australopitec, tuy cũng có ý kiến cho rằng giống vượn người này đã có khí cụ xương tự chế tạo.

Cách đây khoảng hai chục năm ông bà Liki (Leakey) đã có phát hiện làm soi động giới khảo cổ và cổ nhân chủng học. Liki phát hiện ở gần hồ Natron (Tanganica) một dạng linh trưởng gọi tên là Zinjanthrop, đây cũng chỉ là một loại Australopitec có hàm rất to khỏe và vòm khẩu cái rất cao rộng. Cũng trong tầng chứa Zinjanthrop còn có một dạng linh trưởng nữa có cấu tạo rất tiến hóa mà Liki gọi là *Homo habilis*. Với tên gọi này Liki đã coi dạng linh trưởng do mình phát hiện đã thuộc giống người (Homo) vì nó đã có nhiều nét cấu tạo gần gũi với người. Những di tích của *Homo habilis* theo Liki đã tồn tại trong khoảng thời gian từ 1.850.000 năm đến cách đây 375.000 (xác định bằng phương pháp Kali — Aegon). Đặc điểm của *Homo habilis* là sọ không có gờ mũi tên (đặc điểm của một dạng Australopitec), cằm không dô, sọ không co hẹp về phía sau của hố mắt, mặt không lõm, hàm không rộng ngang như Australopitec và răng cửa cũng lớn hơn Australopitec. Bàn tay của loài này rất giống bàn tay người, nhưng xương to hơn và vết bám gân lớn hơn. Đó là những đặc tính cấu tạo rất gần gũi với người. Cùng với di tích hóa thạch xương, Liki cũng phát hiện những khí cụ rất thô, những cuội đá góc cạnh có lẽ được sử dụng để săn bắt thú vật như « cuội văn hóa » của thời tiền sử. Nếu như ý kiến của Liki về sự xuất hiện một dạng người (Homo) đã có từ gần hai triệu năm được xác nhận đúng đắn thì điều đó sẽ làm thay đổi về cơ bản quan niệm lâu nay về lịch sử xuất hiện và

(1) Nhiều nhà nghiên cứu coi những trầm tích chứa di tích Australopitec thuộc phần đầu của Đệ tứ và gọi là Eopleistoxen, trên đó là Pleistoxen rồi Holoxen. Theo quan niệm này kỷ Đệ tứ dài đến 2 triệu năm.

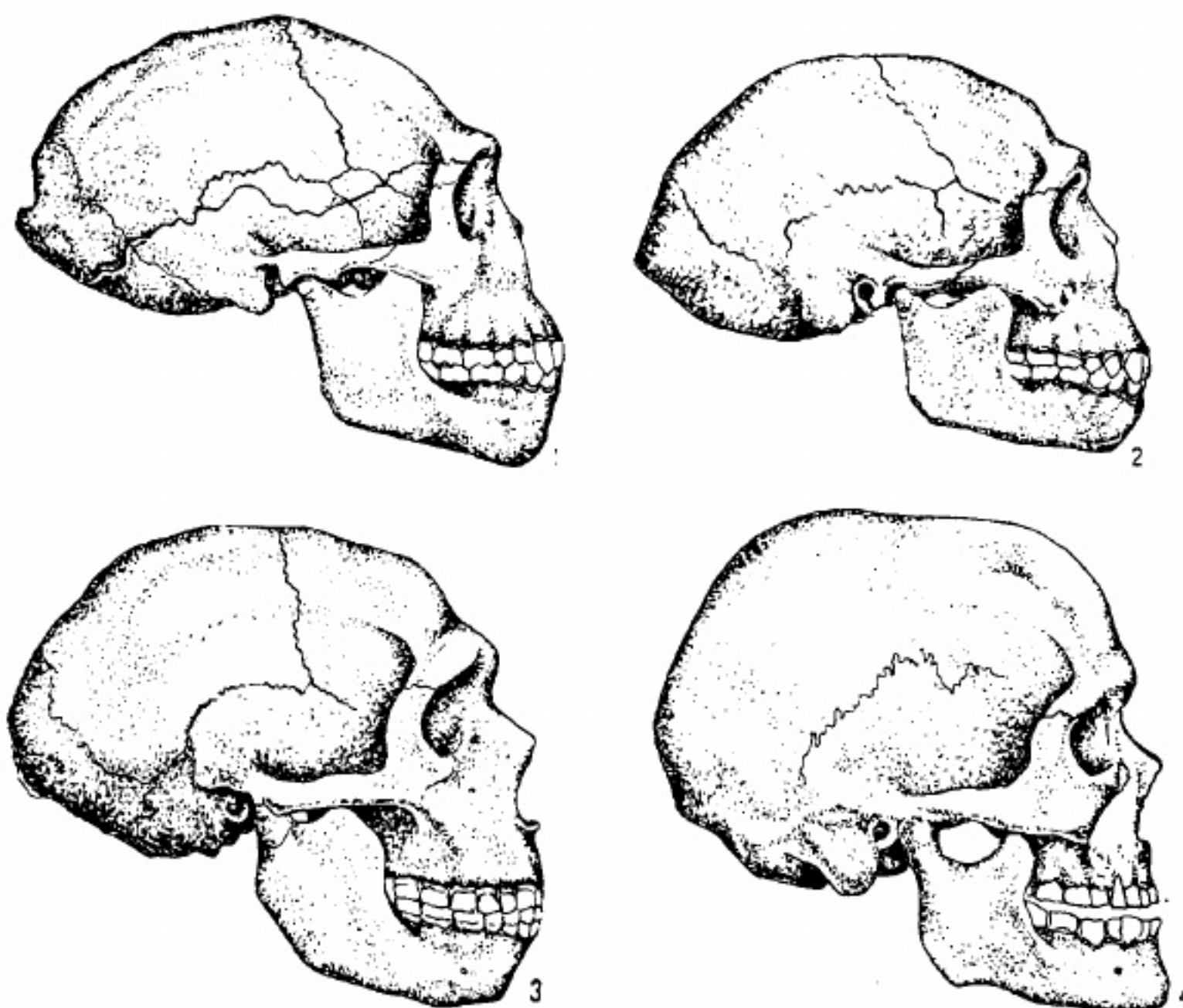
tiến hóa loài người, vì từ trước người ta vẫn coi niên đại xuất hiện giống người chính thức (*Homo*) ít hơn nhiều so với con số của Liki, như chúng ta sẽ nói đến dưới đây. Mỗi nghi ngờ hiện nay đối với phát kiến của Liki bao gồm hai điểm quan trọng. Thứ nhất, dung tích hộp sọ của *Homo habilis* Leakey chỉ có 675cm^3 , như vậy tuy có lớn hơn dung tích sọ của *Australopithec* (dung tích sọ lớn nhất của *Australopithec* là 600cm^3) nhưng còn kém xa dung tích sọ nhỏ nhất của dạng người khỉ *Pithecantrop* (775cm^3), trong khi đó dung tích trung bình của sọ người hiện nay (*Homo sapiens*) là 1500cm^3 . Đó là điều Liki không thuyết phục nổi các nhà giải phẫu nhân chủng học khi coi một dạng linh trưởng có dung tích hộp sọ nhỏ như vậy vào giống người (*Homo*). Thứ hai, phải chăng tất cả những di tích xương mà Liki đã phát hiện ở những độ sâu khác nhau ấy đều thuộc về cùng một loài. Đây là điều mà các nhà khảo cổ học nghi ngờ trong phát hiện của Liki.

Nhóm người vượn *Pithecantrop* gồm nhiều dạng đã được phát hiện ở châu Á và châu Phi. Nói chung niên đại của nhóm này thuộc cuối Đệ tứ giữa (ứng với kỷ đóng băng Minden và gian băng Minden — Ris hay kỷ đóng băng Ocski và gian băng Likhvin theo cách phân chia của Liên Xô). Đặc tính chung của nhóm *Pithecantrop* là dung tích sọ khoảng 1000cm^3 , sọ dẹt và gờ trên mi to, phần sau hố mắt co hẹp rõ nét, trán thoải, xương sọ dày, hàm và răng to, răng nanh chỉ cao như các răng khác (h. 18-1).

Trong nhóm *Pithecantrop* có những dạng sau đây. Người vượn Java phát hiện năm 1891 và sau đó tiếp tục phát hiện thêm vào năm 1937 (tất cả có 4 sọ) ở đảo Java của Indonexia. Niên đại của những di tích này được xác định là cách đây khoảng 600 nghìn năm. *Pithecantrop* Java có kích thước sọ não khoảng 850cm^3 , có khả năng tự chế tạo những khí cụ đá thô sơ. Chưa phát hiện được dẫn liệu để khẳng định họ đã biết sử dụng lửa hay không.

Người vượn Bắc Kinh hay *Sinantrop* (*Sinanthropus pekinensis*) được phát hiện ở Chu Khẩu Điếm, phía tây Bắc Kinh (năm 1927 và 1937). Kích thước sọ não 1050cm^3 (h. 18-2), niên đại 300 — 400 nghìn năm (cuối kỷ băng Minden và đầu Minden — Ris). Cùng với di tích của *Sinantrop* còn phát hiện được khí cụ bằng đá và xương súc vật với lớp tro dày chứng tỏ họ đã biết dùng lửa. Rõ ràng *Sinantrop* đã ở một trình độ phát triển cao hơn *Pithecantrop* Java. Đáng tiếc là những hóa thạch *Sinantrop* trước đây lưu trữ ở Bắc Kinh đã bị mất cắp trong chiến tranh Trung — Nhật.

Người ta cũng xếp vào nhóm *Pithecantrop* những dạng hóa thạch *Gigantopithec* (chỉ biết được một số răng bán trong hiện thuốc bắc ở Hồng Công) và *Atlantrop* phát hiện ở châu Phi. Cũng trong nhóm này có thể kể đến người Heidenbec thuộc kỷ đóng băng Minden, trẻ hơn người vượn Java nhưng cổ hơn *Sinantrop* (chỉ phát hiện được một hàm dưới ở gần thành phố Heidenbec — Tây Đức).



Hình 18-2. Các kiểu sọ người cổ.

1. Pitecantrop; 2. Sinantrop; 3. Neandectan;
4. Homo sapiens (người Crômanhông).

Vào niên đại cách đây khoảng 350 nghìn năm, đầu Pleistocen thượng xuất hiện người Neandectan (*Homo neanderthalensis* hay *Homo primigenius*). Đây là một mốc mới trong lịch sử phát triển loài người. Di tích đầu tiên phát hiện ở thung lũng Neandectan gần Đusenđôphơ (Đức) về sau đã phát hiện ở nhiều nơi khác thuộc châu Âu, châu Phi và châu Á. Cùng với khí cụ bằng đá, người Neandectan đã dùng khí cụ bằng xương, biết tạo ra lửa và dùng hang làm nơi trú ngụ. Người Neandectan đã có rất nhiều đặc điểm gần gũi với người hiện nay, đáng chú ý hơn cả là dung tích hộp sọ đã gần như sọ người hiện nay. Tuy vậy người Neandectan cũng còn nhiều đặc điểm gần gũi với người vượn như mặt dài, vành gờ dò trên hố mắt, trán thấp (h. 18-2), tay dài chân ngắn, thể đứng chưa hoàn toàn thẳng đứng.

Vào giữa của Pleistocen thượng xuất hiện những dạng đầu tiên của người hiện đại (*Homo sapiens*). Một trong những đại biểu đó là người Crômanhông có đặc điểm cấu tạo gần giống như người hiện nay. Họ đã dùng khí cụ đá và xương

và cũng đã có khả năng sáng tác nghệ thuật. Người ta đã phát hiện những tranh vẽ của họ khá tinh tế trong các hang.

Khoa nhân chủng học, khảo cổ học đã cho biết *Homo sapiens*, tức người hiện đại đã có cùng nguồn gốc và có trình độ phát triển về cấu tạo giải phẫu, não bộ như nhau ở mọi nơi người hiện đại.

Khảo cổ học phân biệt lịch sử kỹ Đồ từ theo lịch sử phát triển của người làm thời kỳ đồ đá cũ, thời kỳ đồ đá giữa, thời kỳ đồ đá mới và thời kỳ kim khí.

Thời kỳ đồ đá cũ (Paleolit) bắt đầu từ đầu Đồ từ và gồm :

Sơ kỳ đồ đá cũ với đặc trưng là con người chỉ biết dùng « cuội văn hóa » gồm những hòn cuội tự nhiên, to và không được gọt đẽo. Những « cuội văn hóa » này thuộc về Australopithec. Sau đó là người biết dùng những mảnh vỡ được tu sửa (Pitecantrop) vào Đồ từ giữa.

Trung kỳ đồ đá cũ có những khí cụ cỡ trung bình được tu sửa từ những mảnh đá vỡ (mảnh tước) của người Neandectan.

Hậu kỳ đồ đá cũ có những khí cụ đá được chế tác tinh tế dần, xuất hiện những hoa văn trạm trổ trên xương thuộc nhóm người đầu tiên của *Homo sapiens*.

Thời kỳ đồ đá giữa (Mezolit) có lẫn lộn những dụng cụ đồ đá thô và dụng cụ đồ đá mài nhẵn đầu tiên.

Thời kỳ đồ đá mới (Neolit) có những khí cụ đá tinh tế mài nhẵn và xuất hiện đồ gốm.

Thời kỳ kim khí lúc đầu là đồ đồng rồi đồ sắt. Nếu như một quãng thời gian dài của thời kỳ đồ đá cũ và đồ đá mới sự tiến hóa, phát triển của người diễn ra một cách chậm chạp phẳng lặng thì vào giai đoạn mới, từ khi biết sử dụng kim khí, loài người đã đi những bước rất dài và nhanh chóng của sự phát triển văn hóa.

Ở Việt Nam di tích răng người vượn đã được phát hiện ở Bình Gia (Lạng Sơn). Những di tích văn hóa cuội thuộc đầu thời kỳ đồ đá cũ đã được phát hiện ở di chỉ Núi Đọ (Thanh Hóa) và Xuân Lộc. Những công cụ bằng đá bazan ở di chỉ Núi Đọ được ghè đẽo thô sơ thành những mảnh tước là những di tích cổ nhất về hoạt động của người vượn ở Việt Nam. Di tích của đầu thời kỳ đồ đá giữa (mezolit) thuộc nền văn hóa Sơn Vi đã được phát hiện ở hàng chục địa điểm của Vĩnh Phú. Khí cụ đá của nền văn hóa này bao gồm những cuội được ghè đẽo thô sơ. Tiếp sau là nền văn hóa Hòa Bình (thời kỳ đồ đá giữa) và văn hóa Bắc Sơn (đầu thời kỳ đồ đá mới). Người nguyên thủy thuộc văn hóa Bắc Sơn đã biết kỹ thuật mài để chế tác những rìu đá và đồ gốm.

Thời kỳ đồ đồng thau đã bắt đầu ở Việt Nam khoảng trên 3 nghìn năm. Nhiều di chỉ khảo cổ nổi tiếng đã được phát hiện và nghiên cứu thuộc các giai đoạn Phùng Nguyên (đầu thời kỳ đồ đồng thau), Đồng Đậu (giữa thời kỳ đồ đồng thau :

3070 \pm 100 năm và 3328 \pm 100 năm), Gò Mun (3046 \pm 120 năm) và Đông Sơn (cuối thời kỳ đồng thau -- đầu thời kỳ đồ sắt : 2350 \pm 100 năm).

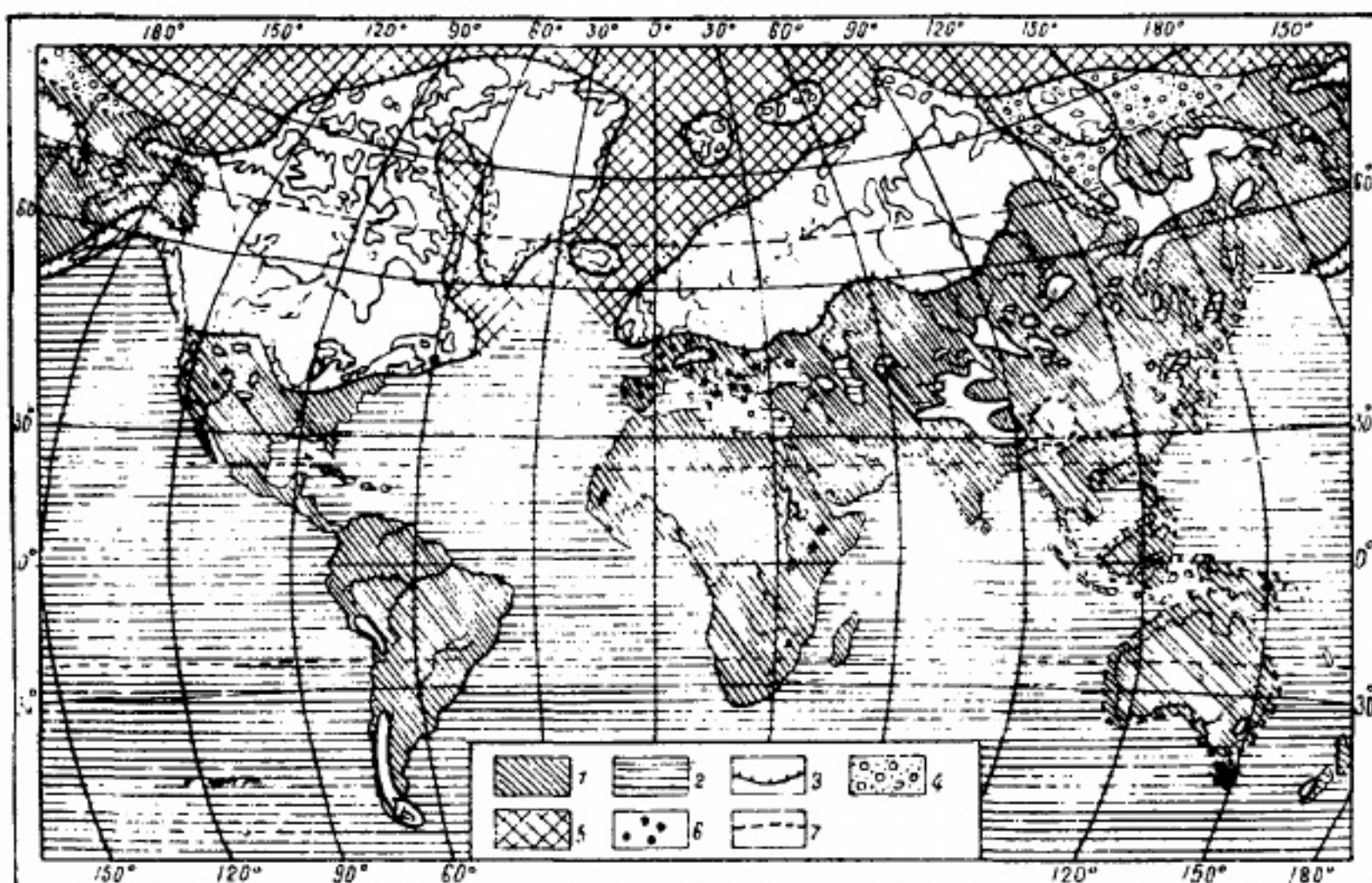
Trong giai đoạn Phùng Nguyên, kỹ thuật chế tác đồ đá đã rất tinh tế. Các rìu, đục, vòng tay, hoa tai bằng đá được chế tạo khá hoàn thiện và trau chuốt, đồ gốm có hình dáng đẹp, chắc khỏe.

Trong các giai đoạn Đồng Đậu và Gò Mun cùng với đồ đá là nhiều khí cụ và vũ khí bằng đồng thau như lưỡi câu, rìu, đục, mũi giáo, mũi tên v.v... Cùng với di tích các khí cụ là di tích của nhiều loại xương gia súc và ngũ cốc, chứng tỏ vào thời gian này con người đã phát triển chăn nuôi và trồng trọt. Đặc biệt văn hóa Đông Sơn là một trong những nền văn hóa khảo cổ rất nổi tiếng. Đồ đồng thuộc văn hóa Đông Sơn rất đa dạng, phong phú và đã phát hiện được ở nhiều nơi từ bắc đến nam. Ngoài các công cụ (như lưỡi cày, rìu), vũ khí (dao găm, giáo, mác v.v...) còn có nhiều đồ trang trí, trang sức và khí cụ âm nhạc nghệ thuật như trống đồng, chuông, tượng người và thú vật, v.v... Theo khảo cổ học và sử học thì thời kỳ đồng thau ứng với thời kỳ nước Văn Lang và thời các vua Hùng của lịch sử Việt Nam.

KHÍ HẬU BĂNG GIÁ CỦA KỶ ĐỆ TƯ

Khí hậu lạnh giá tạo thành hiện tượng đóng băng trên những lãnh thổ rộng lớn là một sự kiện lớn bậc nhất trong lịch sử kỷ Đệ tứ. Di tích của hoạt động băng được xác nhận nhờ những loạt trầm tích sông băng, hồ băng rất phổ biến ở các vĩ tuyến cao. Đáng chú ý nhất là những loạt tilit — cuội tảng đá sét tròn nhẵn, bị khía vach bên ngoài do xát bị vì cuốn trôi theo sông băng. Băng đóng trên đại bộ phận của bán cầu bắc, nhiều nơi bề dày của băng đạt tới 1 — 2km. Từ những trung tâm cực bắc băng kéo xuống đến vĩ tuyến 40° ở Bắc Mỹ, 50° ở châu Âu và 60° ở châu Á (h. 18-3). Xa hơn về phía nam tuy mặt đất không hoàn toàn bị băng phủ, nhưng lớp áo băng cũng trùm phần lớn các dải núi Anpơ, Cacpat, Thiên Sơn, Antai, Saian v.v...

Hiện tượng đóng băng không bao trùm toàn bộ thời gian của kỷ Đệ tứ mà diễn ra có giai đoạn. Người ta đã xác nhận là có nhiều kỳ đóng băng cách nhau qua những kỳ gian băng có khí hậu ấm áp. Trong kỳ gian băng các khối băng chỉ còn lại ở phần cực bắc, diện băng phủ thu hẹp lại rất nhiều và cũng có khả năng bị tan hết. Kết quả nghiên cứu cho thấy rằng ở bán cầu bắc, trong Đệ tứ không ít hơn 3 kỳ đóng băng. Giữa những kỳ đóng băng đó khí hậu ấm áp tạo điều kiện phát triển thực vật cũng như động vật ưa khí hậu ấm. Thí dụ ở châu Âu trong kỳ gian băng Minden — Ris (giữa kỳ đóng băng thứ hai — Minden và kỳ đóng băng thứ ba — Ris) phổ biến thực vật mà đặc trưng là *Rhododendron ponticus* hiện đang sống ở nơi nhiệt độ trung bình hàng năm 14 — 18°C. Động vật có vú lúc này cũng khá phong phú và là những dạng ưa ấm như voi *Elephas antiquus*, hà mã *Hippopotamus major*, tê giác *Rhinoceros mercki*, gấu nâu *Ursus speleus*.



Hình 18-3. Phân bố của kỷ băng cực đại trong Đệ tứ (theo V.I. Gromov).

1. lãnh thổ không bị băng phủ; 2. biển; 3. ranh giới của băng lục địa cổ; 4. băng xốp (tuyết dạng hạt không tan); 5. băng trôi (di động trên biển); 6. băng vùng núi cao; 7. ranh giới dự kiến của lục địa đầu Đệ tứ.

Số lượng kỷ đóng băng và gian băng ở những khu vực khác nhau chưa được xác minh là có giống nhau hay không. Thời gian xảy ra các kỷ đóng băng ở các khu vực cũng có thể là không trùng khớp nhau. Tuy vậy các nhà nghiên cứu đều thống nhất ý kiến là kỷ đóng băng lớn nhất ở các khu vực đều xảy ra ở giữa Pleistocen: Ris ở Tây Âu, Dneprov ở Liên Xô (phần châu Âu), Samarov — kỷ thứ hai trong bốn kỷ đóng băng ở Sibêri.

Ở châu Âu trung tâm của băng là vùng bán đảo Scandina và vùng núi Anpơ.

Ở vùng Anpơ đã xác lập bốn kỷ đóng băng là Gun, Minden, Ris và Vurma. Ở Liên Xô (phần châu Âu) đã theo dõi được ba kỷ đóng băng là Oeski, Dneprov và Vandai tương ứng với Minden, Ris và Vurma (xem bảng 18-1). Giữa các kỷ đóng băng là các kỷ gian băng Gun — Minden, Minden — Ris và Ris — Vurma ở Tây Âu và Benlovez, Likhvin và Miculia ở Liên Xô.

Châu Á có diện băng phủ nhỏ hơn so với châu Âu và chỉ bao gồm đến vùng hạ lưu sông Lêna, phần bắc dải Uran, tây bắc Sibêri. Trong Pleistocen có bốn kỷ đóng băng, trong đó kỷ băng cực đại diễn ra ở Pleistocen giữa. Ngoài ra băng cũng phủ trên những diện tích rộng lớn của các dải núi Thiên Sơn, Antai v.v... (h. 18-3).

Bắc Mỹ là lục địa bị băng phủ lớn nhất, ở đây băng phủ xuống đến vĩ độ 40° và chiếm đến 60% lãnh thổ. Người ta chia làm bốn kỷ đóng băng lớn là Grinlen, Labrado, Cuétin và Codie. Ranh giới của băng đến quá phía nam vùng Hồ Lớn.

Bán cầu nam nói chung không bị băng phủ mà chỉ ở những dải núi cao mới có dấu vết của hoạt động sông băng. Ở nhiều nơi ngày nay ngay trên núi cao nhất cũng không có băng thì trong Pleistoxen đã có băng ở những độ cao không lớn lắm. Riêng ở Niu Zelan (Tân Tây Lan) băng Đệ tứ xuống gần đến mực nước biển. Ở Nam Mỹ băng phủ suốt dải Andet, ở châu Phi — dải Atlas và vùng núi Kênia. Ở châu Úc băng có trên độ cao 1000m (ngày nay ở châu Úc hoàn toàn không có băng tuyết).

Hiện tượng khí hậu lạnh, băng giá choán khoảng thời gian chủ yếu của kỷ Đệ tứ. Lúc đầu khí hậu Đệ tứ khá dịu và là kế thừa của khí hậu ấm áp của Neogen. Tiếp đó bắt đầu kỷ đóng băng thứ nhất rồi các kỷ đóng băng, gian băng kế tiếp nhau trong suốt Pleistoxen và có thể cả đầu Holoxen (kỷ băng muộn — Tardiglaciaire ở Tây Âu). Khí hậu chỉ trở lại ấm áp từ khoảng dưới 10 nghìn năm trước đây.

Trong lịch sử vỏ quả đất người ta biết có mấy kỷ băng giá, di tích của những kỷ băng giá đó được xác nhận nhờ tilit trong các trầm tích Sini (~ Proterozoi muộn), Cacbon và Đệ tứ. Ngoài ra cũng có dẫn liệu, tuy ít ỏi, về tilit trong trầm tích Devon hạ ở Nam Phi (vùng núi Can).

Cho đến nay nguyên nhân của hiện tượng đóng băng trong kỷ Đệ tứ cũng như trong lịch sử vỏ quả đất vẫn là vấn đề chưa được giải quyết. Tuy có nhiều luận thuyết giải thích hiện tượng này, nhưng chưa có luận thuyết nào được thừa nhận.

Loạt luận thuyết thứ nhất giải thích hiện tượng băng giá có nguyên nhân vũ trụ. Thuyết của Poatsông cho rằng hệ mặt trời theo chu kỳ đi qua vùng lạnh và vùng ấm của khoảng không vũ trụ do đó gây nên những thời kỳ ấm và lạnh trên quả đất; thời kỳ lạnh tạo hiện tượng đóng băng trên mặt đất. Luận thuyết này cũng như những luận thuyết về sự thay đổi có chu kỳ trong hoạt động vũ trụ của quả đất đều không được thừa nhận, vì thời gian của chu kỳ do họ tính lại không phù hợp với gián cách thời gian của các kỷ băng giá đã biết trên vỏ quả đất.

Một số nhà thiên văn coi khí hậu lạnh ấm theo chu kỳ trên vỏ quả đất có nguồn gốc từ sự thay đổi về cường độ bức xạ của mặt trời, xảy ra do sự thay đổi có chu kỳ về độ nghiêng của hoàng đạo, thay đổi ly tâm của quỹ đạo quả đất v.v... Nhà toán học Nam Tư Milancovich lại đã tính được trong 650 nghìn năm gần đây đã có bốn lần cường độ bức xạ của mặt trời cực tiểu trên vỏ quả đất. Bốn lần bức xạ cực tiểu đó ứng với bốn kỷ đóng băng Gun, Minden, Ris và Vurma ở châu Âu, trong đó kỷ đóng băng lớn nhất — Ris cũng trùng với lần bức

xạ nhỏ nhất. Theo cách tính này Milancovich cũng cho biết cả khoảng thời gian kéo dài của từng kỳ đóng băng và gian băng. Cách luận giải của Milancovich thoát đầu có vẻ hợp lý, song Simson (Mỹ) lại đã chứng minh ngược lại. Theo ông thì chính sự tăng cường độ bức xạ của mặt trời mới gây hiện tượng đóng băng. Cường độ bức xạ tăng dần đến sự chênh lệch nhiệt độ nhiều hơn giữa xích đạo và địa cực. Từ đó gây nên sự tăng cường hoạt động hoàn lưu khí quyển và tuyết sẽ rơi nhiều hơn ở địa cực, cuối cùng làm phát triển vỏ băng.

Loạt luận thuyết thứ hai cho rằng khí hậu băng giá có nguyên nhân từ các hiện tượng xảy ra trên quả đất.

Ý kiến phổ biến của nhiều nhà địa chất cho rằng do sự nâng cao của lục địa sau mỗi chu kỳ tạo núi mà dẫn đến hình thành khí hậu lạnh giá. Aubouin đã thể hiện một cách dí dỏm ý niệm này : « Có thể bổ sung vào ý niệm nổi tiếng của Bectrăng, nếu mỗi dải núi⁽¹⁾ đều có flit, molat, biến chất và granit thì cũng có sự đóng băng của nó ». Để chứng minh cho lập luận này người ta đối chiếu thấy rằng các kỳ đóng băng Sini, Devon hạ⁽²⁾, Cacbon và Đệ tứ đều ứng với sau nghịch đảo tạo núi của các chu kỳ baican (asintic), caledon, hecxin và anpi. Hiện nay nhiệt độ trung bình của nước đại dương là $+3,8^{\circ}$ trong khi đó nước của các biển kín và kề lục địa cao hơn nhiều : biển Bantic $+4,6^{\circ}$, Biển Đen $+9^{\circ}$, Địa Trung Hải $+13,5^{\circ}$ và Biển Đỏ $+21,5^{\circ}$. Như vậy là nhiệt độ của mặt trời chiếu vào lục địa đã được dự trữ lại ở những khối nước trong lục địa và gần lục địa. Nguồn nhiệt này sẽ bổ sung lại cho lục địa vào lúc nhiệt độ chung hạ thấp. Một điều nữa là nhiệt của mặt trời cũng được giữ khá nhiều ở hơi nước trong không khí. Độ hơi nước giảm dần từ xích đạo về địa cực, do đó mà nhiệt về phía địa cực cũng giảm, người ta đã tính rằng ở vùng xích đạo hơi nước đã hấp thụ 70% nhiệt của tia nắng, còn ở miền địa cực — 30%. Sau những chuyển động nghịch đảo kiến tạo, biển rút trên đại bộ phận lục địa. Diện tích lục địa tăng, biển kín và biển nội địa ít, không đủ nhiệt bổ sung cho lục địa, do đó mà nhiệt độ càng hạ thấp. Độ hạ nhiệt dĩ nhiên không đồng đều theo vĩ độ, càng gần về địa cực độ giảm này càng lớn.

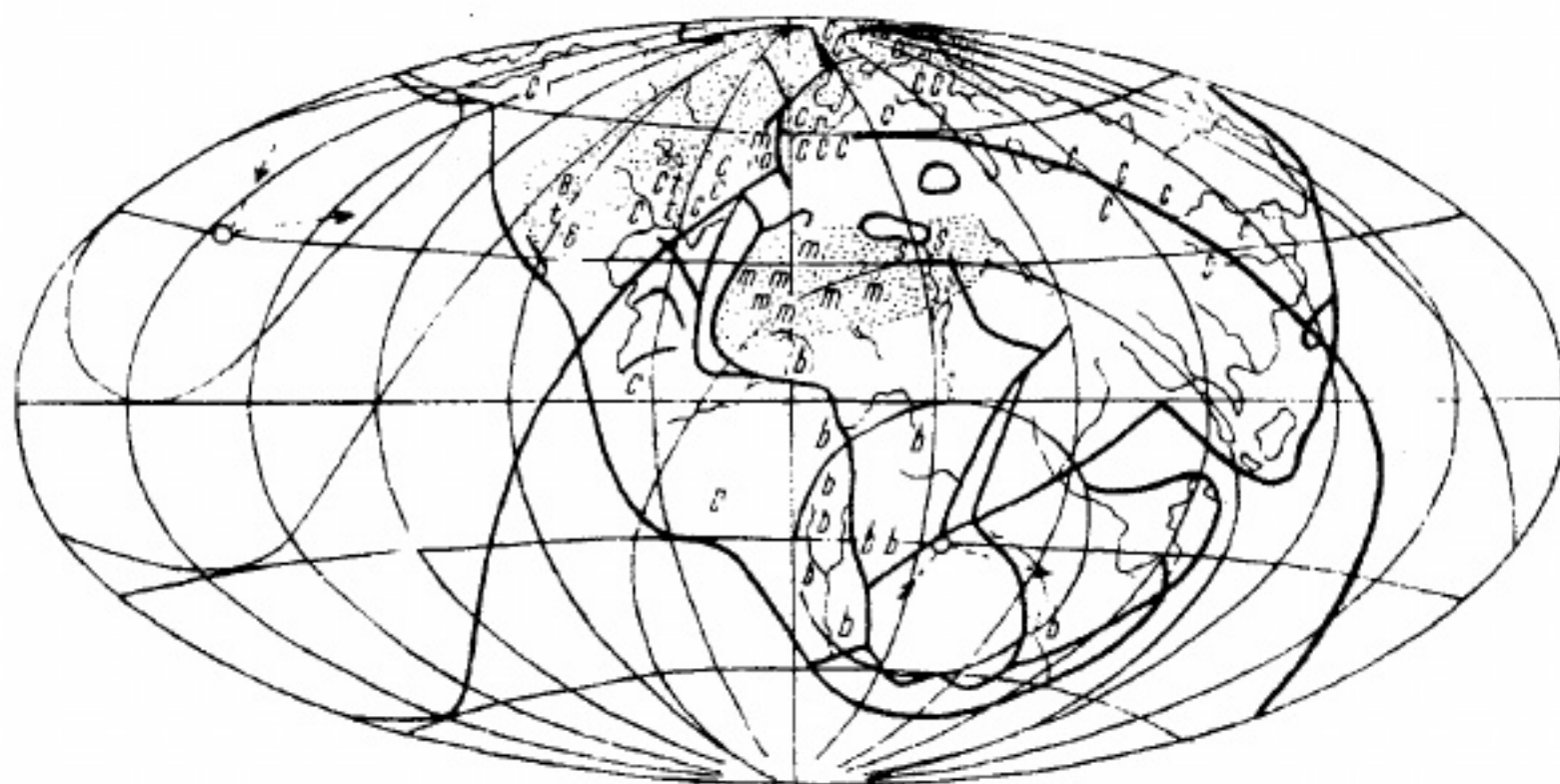
Sự chênh lệch nhiệt độ gây nên sự hoàn lưu khí quyển giữa vùng cực và xích đạo, hơi nước dày đặc ở khí quyển trên đại dương tràn về địa cực gây mưa tuyết, từ đó tạo nên những mũ băng (trung tâm băng) lục địa.

Luận thuyết trên đây cũng đã làm yên lòng được nhiều người muốn tìm hiểu nguyên nhân của hiện tượng băng giá Đệ tứ. Song câu hỏi đặt ra mà luận thuyết này không giải đáp được là tại sao băng giá sau caledon, hecxin chỉ có ở bán cầu nam, còn băng giá Đệ tứ lại chỉ ở bán cầu bắc ? Để giải thích điều

(1) Tức là mỗi kỳ tạo núi, nghịch đảo sau mỗi chu kỳ kiến tạo.

(2) Như trên kia đã nói, kỳ đóng băng Devon sớm chưa được xác nhận vì chỉ mới có dẫn liệu ít ỏi về tilit ở Nam Phi.

này có lẽ luận thuyết về sự di chuyển lục địa có khả năng hơn và nó sẽ là phần bổ sung cho luận thuyết về băng giá do hoạt động nghịch đảo kiến tạo. Về cơ chế của sự di động lục địa này chúng ta đã có dịp nói đến trong chương 4 và chương 15, ở đây chúng ta chỉ nêu lên nội dung của luận thuyết có liên quan đến hiện tượng đông băng trong Paleozoi ở bán cầu nam. Trong Paleozoi, lục địa Gouvanua chưa bị tách rời và các khối lục địa Nam Mỹ, châu Phi, Ấn Độ, châu Úc và châu Nam cực còn liền một khối. Lúc đó địa cực nam ở vào khoảng ứng với đông nam Phi hiện nay, các mũ băng (trung tâm băng) được hình thành gần đó. Về sau do lục địa tách và di chuyển nên các vùng thuộc trung tâm đông băng Paleozoi muộn mới có vị trí như ngày nay ở Nam Mỹ, Nam Phi và châu Úc (h. 18-4).



Hình 18-4. Nguồn gốc hiện tượng đông băng trong Paleozoi muộn ở bán cầu nam theo thuyết Vegene (dẫn theo Strakhov).

b — băng; c — than đá; m — muối mỏ; t — thạch cao. Vùng khi hậu khô biểu hiện bằng chấm điểm.

MỘT SỐ NÉT LỚN CỦA SỰ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT TRONG KỶ ĐỆ TƯ

Hình thái địa mảng và nền

Trong kỷ Đệ tứ chế độ địa mảng tiếp tục tồn tại ở đại địa mảng Thái Bình Dương và Địa Trung Hải, nhưng nhìn chung kỷ Đệ tứ tiếp diễn quá trình nâng cao anpi đã có từ Neogen.

Đại địa mảng Thái Bình Dương có nhiều khu vực đang ở vào giai đoạn hoạt động tích cực của địa mảng. Khu vực Indonexia ngay hiện nay vẫn đang giữ tính chất hoạt động địa mảng mạnh mẽ. Hoạt động sụp võng ưu trội hơn quá trình

nâng cao, tiếp tục hình thành những bề dày trầm tích lớn, núi lửa hoạt động mạnh mẽ trên cả lục địa và dưới nước, động đất diễn ra tích cực. Điều kiện tương tự cũng thấy ở Đông Bắc Á. Riêng trong phạm vi khu vực quần đảo Mã Lai — Indonexia trong kỷ Đệ tứ có đến 500 núi lửa hoạt động ở Pleistocen và 200 núi lửa hoạt động cho đến hiện nay. Biên độ chuyển động nâng hạ rất lớn. Ở độ sâu trên 500m còn gặp di tích san hô ám tiêu, đồng thời ở độ cao dưới 1000m cũng có nơi gặp chúng. Điều này chứng tỏ chúng đã bị nâng cao hoặc hạ thấp do tác dụng chuyển động của vỏ quả đất, vì như ta đã biết ám tiêu san hô được hình thành ở biển ấm có độ sâu không quá 50m. Khu vực địa mảng Andet ở tây Nam Mỹ đang ở vào giai đoạn kết thúc.

Nhìn chung đại địa mảng Địa Trung Hải ở vào giai đoạn kết thúc. Quá trình chuyển động nghịch đảo nâng cao đã xảy ra từ Neogen và hình thành những dải núi cao bậc nhất thế giới, kéo dài từ Anpơ qua Cacpat, Capca, Hymalaya.

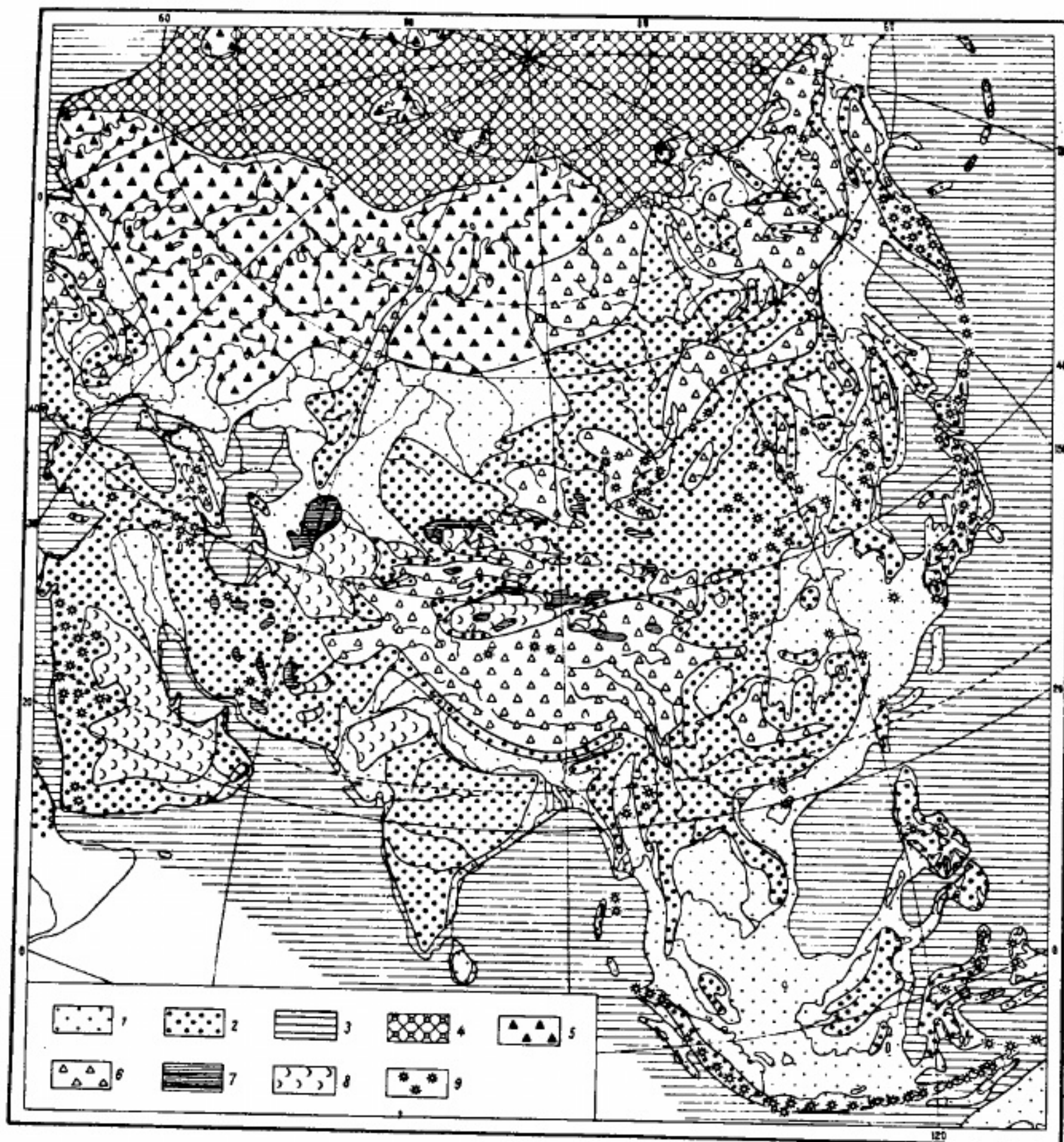
Hình thái các nền về cơ bản không khác gì so với Đệ tam. Phía bắc các yếu tố nền cổ và cấu trúc nền trẻ liên hợp hình thành hai khối nền Âu — Á và Bắc Mỹ. Ở phía nam các thành phần của nền cổ Gonvana vẫn tiếp tục tồn tại sau khi đã tách rời nhau từ cuối Mezozoi.

Đặc điểm đáng chú ý của nền trong kỷ Đệ tứ là tiếp tục quá trình tạo núi nền mạnh mẽ đã diễn ra ở Neogen. Quá trình này một mặt đã làm trẻ lại nhiều hệ thống núi lớn. Trong thời gian địa chất ngắn của kỷ này, các dải núi Thiên Sơn, Côn Luân, Hymalaya đã nâng cao thêm 1000 — 1500m. Bên cạnh đó là sự hình thành những miền trũng nội địa với tốc độ sụp lún cũng lớn không kém tốc độ nâng ở miền núi. Đó là những miền trũng tiếp cận chân các dải núi cao như miền trũng Indus — Gange (Ấu — Hằng) kế cận Hymalaya, Fecgan và Manat kế cận Thiên Sơn v.v... trong Đệ tứ sụp chìm đến 500 — 1200m. Hoạt động tạo núi nền kèm theo sự hình thành những hệ thống đứt gãy khổng lồ vẫn tiếp tục hoạt động hoặc hoạt động mạnh mẽ ở đầu kỷ Đệ tứ như đứt gãy Đông Phi, Baican v.v... Hoạt động phun trào bazan Pleistocen rất phổ biến trên lục địa và chắc chắn cũng đi kèm theo hoạt động tạo núi nền như ở vùng Thiên Sơn — Baican, Mông Cổ, Đông Bắc Trung Quốc, lưu vực sông Amua, Côn Luân, bắc Tây Tạng, Đông Dương v.v...

Hình thái lục địa và hoàn cảnh cổ địa lý

1. *Hình thái biển và lục địa.* Trong kỷ Đệ tứ có thể thấy rõ hai giai đoạn khá rõ nét về sự biến đổi hình thái biển và lục địa. Giai đoạn đầu kế thừa tính chất nâng cao, biển lùi của Plioxen (cuối Neogen) và giai đoạn sau — biển tiến, tiếp diễn đến hiện nay.

Ở giai đoạn đầu lục địa khá rộng so với hiện nay, đây là thời kỳ biển lùi lớn của kỷ Đệ tứ. Nhiều khu vực hiện nay là biển thì ở đầu kỷ Đệ tứ là lục địa như vùng thềm lục địa Đông Nam Á, vùng biển đông Trung Quốc v.v... (h. 18-5). Theo đó mà vào Pleistocen, đảo Boneo, Indonexia và Đông Dương



Hình 18-5. Sơ đồ cổ địa lý châu Á trong Pleistocen giữa (theo Ninkhixun 1962).
 1. lục địa bằng phẳng ; 2. lục địa vùng núi cao ; 3. biển ; 4. băng di động (trôi) ;
 5. băng lục địa ; 6. băng vùng núi ; 7. hồ vùng khô hạn ; 8. cát sa mạc ; 9. vùng núi lửa.

nối liền thành một dải đất liền; Nhật Bản, Triều Tiên và Đông Bắc Trung Quốc không bị biển ngăn cách. Châu Á và Bắc Mỹ cũng nối liền qua vùng eo biển Bering. Ở châu Âu chưa có Biển Bắc, biển Bantic nên Anh và Pháp nối liền nhau, bán đảo Scandina và tây bắc Liên Xô cũng liền một dải. Thời kỳ biển lùi này của kỷ Đệ tứ kéo dài gần suốt Pleistocen. Có nhiều dẫn liệu xác nhận chắc chắn những điều vừa nêu. Trên bề mặt thêm lục địa, ở độ sâu dưới 200m

(có nhiều nơi chỉ 60 — 80m) hiện nay còn di tích của những thung lũng sông cổ cũng như di tích của ám tiêu san hô. Giữa Nhật Bản và Đông Bắc Trung Quốc còn có dẫn liệu về sinh vật. Trong cá nước ngọt của sông Nhật Bản và Đông Bắc Trung Quốc có nhiều dạng chung. Chúng không thể di cư qua vùng nước mặn của biển hiện nay được mà con đường trao đổi đã được thực hiện từ Pleistoxen khi Nhật Bản và Đông Bắc lục địa châu Á còn gắn liền nhau. Động vật trên cạn giữa châu Á và Bắc Mỹ cũng giao lưu với nhau trong Pleistoxen qua cầu nổi mà nay là eo biển Bering. Ở châu Âu, dưới đáy biển Măngơ và biển Bắc (giữa Anh và Pháp) người ta tìm được thung lũng cổ của sông Ranh và sông Xen. Người ta cũng xác nhận được sông Thênzơ ở Anh vào Pleistoxen là phụ lưu của sông Ranh và cửa sông cuối cùng đổ ra biển ở vùng giữa Anh và Scandina hiện nay.

Giai đoạn thứ hai gắn liền với hoạt động biển tiến sau thời kỳ đóng băng và kéo dài đến hiện nay. Biển tiến và sự sụp chìm nhiều khu vực, hình thành nhiều vùng biển mới như vùng thềm lục địa phía đông và đông nam Việt Nam ngăn cách Đông Dương và Boneo, Indonexia, vùng biển đông Trung Quốc; giữa Nhật Bản và lục địa châu Á. Mực nước dâng cao trong kỳ biển tiến này trung bình đạt tới 50m.

Hoàn toàn có khả năng về mối liên quan chặt chẽ giữa sự kiện đóng băng, tan băng và biển lùi, biển tiến trong kỷ Đệ tứ. Thời kỳ đóng băng ứng với kỷ biển lùi và từ Holoxen, khi băng tan cũng bắt đầu biển tiến lớn, về cơ bản kéo dài đến hiện nay. Người ta đã tính ra đợt biển tiến này đã làm mực nước biển dâng cao không ít hơn 50m, chính vì vậy mà đã thành hình những khu biển trẻ như Bantic và biển Bắc (giữa Anh và Pháp), biển đông nam Đông Dương ngăn cách Indonexia và Việt Nam. Ở châu Âu người ta còn xác định được những đợt biển lùi, biển tiến xen kẽ nhau ứng với các kỳ đóng băng và gian băng trong Pleistoxen.

2. Đặc điểm của một số khu vực không đóng băng

Trong kỷ Đệ tứ một phần lớn lãnh thổ của châu Á, châu Phi, Úc, Nam Mỹ không bị lớp băng lục địa bao phủ. Ở những khu vực này hoạt động phong hóa, bào mòn và tích tụ trầm tích lục địa đã có những tác dụng lớn. Trong phạm vi Âu — Á, ở khu vực không đóng băng có khí hậu ẩm và cả ở vùng bị đóng băng trong kỷ gian băng đã hình thành lớp phủ thực vật đầm lầy tạo điều kiện thuận lợi cho việc hình thành than bùn như ở Sibêri và nhiều vùng ở Đông Nam Á v.v... Ở nhiều nơi than bùn Đệ tứ đã được khai thác dùng làm phân bón và chất đốt. Khác với những vùng khí hậu ẩm vừa nói, nhiều nơi như Trung Á, Mông Cổ, bắc Trung Quốc v.v... trong điều kiện khí hậu khô, thực vật kém phát triển, không tạo than bùn mà quá trình phong hóa phá hủy đã hình thành những sản phẩm vụn mịn. Trong điều kiện khí hậu khô đó hoạt động của gió là tác nhân vận chuyển loại vật liệu trầm tích đặc biệt là cát và hoàng thổ. Hoàng thổ được thành tạo nhiều lần trong kỷ Đệ tứ ở nhiều nơi trên lục địa Âu — Á như

ở Mông Cổ, bắc Trung Quốc, tây bắc Ấn Độ, Trung Á, bán đảo Arập, nhiều nơi ở châu Âu. Những vùng trầm tích hoang thổ là những nơi đất phì nhiêu rất thuận lợi cho canh tác, nếu giải quyết được công tác thủy lợi. Song song với sự hình thành hoang thổ tác dụng của gió cũng là tác nhân chính trong việc hình thành những vùng sa mạc. Thành phần trầm tích ở đây là cát có nguồn gốc từ đá mẹ phá hủy và cả sa bồi được gió tải đến. Những sa mạc này được hình thành ở những vùng khô nóng có địa hình trống trải và gió mạnh như ở Gôbi, Trung Á, Ả rập v.v... Người ta thường quan sát thấy sự chuyển tiếp của vùng sa mạc sang vùng tích đọng hoang thổ như ở bắc dải Côn Luân, cao nguyên Đông Hàng Châu — Bắc Thiềm Tây v.v...

Ở khu vực khí hậu nhiệt đới, bên cạnh sự hình thành sa bồi của các sông là quá trình hình thành laterit và đất đỏ. Khí hậu nóng ẩm của những vùng này đẩy mạnh sự phá hủy của silicat và giải phóng các oxit sắt, alumin, mangan làm hình thành đất màu đỏ. Ở nhiều khu vực Nam Á bên cạnh vùng thành tạo laterit, đất đỏ là những vùng thấp thành tạo sa bồi hoặc thành tạo than bùn.

3. Hoạt động địa chất Đệ tứ ở Đông Dương

Theo nghiên cứu của Rezanop, Nguyễn Cần v.v... thì tiếp theo quá trình san bằng địa hình ở Plioxen, sang Đệ tứ quá trình nâng cao xảy ra trên toàn bộ lãnh thổ miền Bắc Việt Nam cũng như các miền ven Thái Bình Dương. Quá trình nâng cao dẫn đến hiện tượng chia cắt mạnh mẽ của địa hình và thành tạo hệ thống các bậc thềm.

Theo Saurin, quá trình phun trào bazan bắt đầu từ cuối Plioxen vẫn tiếp diễn ở đầu kỷ Đệ tứ. Hoạt động phun trào bazan phổ biến rộng rãi ở phía nam Đông Dương. Ở đông Nam Bộ, nam Tây Nguyên, đông Campuchia đá bazan phủ trên diện tích rộng lớn. Sự phá hủy của đá bazan ở khu vực này đã hình thành vùng đất đỏ rất phì nhiêu, thích hợp cho việc trồng cây công nghiệp như cao su. Ở phía bắc, đá bazan ít phổ biến hơn, người ta gặp những vùng đá bazan ở Vĩnh Linh, Phú Quý (Nghệ An). Ở vùng Núi Độ (Thanh Hóa) đá bazan bị chìm dưới lớp phủ của phù sa châu thổ Sông Mã. Đá bazan là một trong những nguyên liệu chủ yếu cho việc chế tác công cụ của người cổ. Người ta đã phát hiện những di chỉ thuộc thời kỳ đồ đá cũ ở Xuân Lộc cũng như ở Núi Độ (Thanh Hóa), trong đó những khí cụ bazan chiếm phần chủ yếu. Saurin cho rằng hoạt động phun trào bazan kết thúc vào Pleistoxen hạ (ứng với Vilafranca và Gun). Từ đầu Đệ tứ hai vùng sụt võng thành tạo ở châu thổ sông Cửu Long — Đồng Nai ở miền Nam và Sông Hồng ở miền Bắc. Ở châu thổ sông Cửu Long — Đồng Nai biên độ sụt võng dựa theo bề dày trầm tích Đệ tứ ở gần Sài Gòn không ít hơn 200m và có thể đạt tới trên 400m. Ở nhiều nơi của Nam Bộ, như vùng Đồng Tháp Mười, song song với quá trình bồi tụ là sự hình thành than bùn. Những lớp than bùn dày và rộng lớn có nơi chỉ nằm cách mặt đất dưới 1m và có trữ lượng khá lớn. Ở châu thổ Sông Hồng biên độ sụt lún đạt tới 200 — 300m; trong

thành phần trầm tích Đệ tứ ở đây có sự xen kẽ của trầm tích lục địa và trầm tích biển. Theo tài liệu của công tác khoan thăm dò dầu thì ở Đệ tứ có ít nhất hai lần biển lấn trong vùng châu thổ Sông Hồng. Các nhà nghiên cứu thống nhất ý kiến cho rằng quá trình sụt lún của hai vùng châu thổ này chủ yếu đã diễn ra trong Pleistocen. Hiện nay châu thổ các sông này ngày càng tiến xa ra biển do sự bồi đắp của phù sa. Thí dụ châu thổ Sông Hồng hàng năm tiến ra biển khoảng 50m chứng tỏ quá trình sụt lún đã chậm lại vì nếu không thì lượng bồi đắp của phù sa không thể làm cho đất liền được mở rộng ra phía biển mà chỉ để bù lại sự sụt lún.

Trong Holocen người ta đã nhận thấy ở Đông Dương có hai đợt biển tiến. Dấu vết của hai đợt biển tiến này thể hiện ở những bậc thềm biển 4—5m và 2m (Saurin, 1967). Những khảo sát mới về trầm tích Đệ tứ ở châu thổ Sông Hồng cũng xác nhận điều đó. Mức gặm mòn của mặt nước biển trong đợt biển tiến gần ngày nay nhất (cao hơn mức biển hiện đại khoảng 2m) cũng quan sát được rất rõ nét ở chân các núi đá vôi ở vịnh Hạ Long và nhiều nơi ven biển. Dấu vết của biển tiến Holocen cũng có thể quan sát được ở vùng sát biển Hà Tĩnh (trên đường Hà Tĩnh đi Khe Giao), ở tầng đá vỏ sò Quỳnh Lưu (Nghệ An) v.v...

Ở vùng trung du Bắc Bộ cũng như một vài nơi ở miền Nam trong Đệ tứ có hoạt động khá tích cực của quá trình laterit hóa; cả vùng đồi rộng lớn thuộc Vĩnh Phú, Bắc Thái, Hà Bắc khá phổ biến laterit với độ dày đáng kể. Quá trình laterit hóa hiện vẫn tiếp diễn với tốc độ lớn và chỉ bị hạn chế lại ở những nơi được trồng cây gây rừng tích cực.

Trong Holocen trên lãnh thổ Đông Dương vẫn tiếp tục mạnh mẽ quá trình hoạt động tân kiến tạo. Có lẽ nhiều đứt gãy vẫn tiếp tục hoạt động, nhất là hệ đứt gãy Sông Hồng. những tài liệu về động đất do được đã xác nhận điều này. Bên cạnh đó là ảnh hưởng của hoạt động magma dưới sâu, thể hiện ở sự hình thành nhiều suối nước nóng ở rải rác nhiều địa phương khắp Đông Dương. Ngay trong những mười năm đầu thế kỷ này cũng còn có những biểu hiện của hoạt động núi lửa như ở cù lao Ré, mũi Ba Làng An và đặc biệt là sự hình thành đảo Hòn Tro. Năm 1923 sau một trận động đất ở ven biển Nam Trung Bộ đã xuất hiện đảo được hình thành do tro núi lửa. Đảo này chỉ tồn tại 6 tháng, sau đó bị san bằng. Hiện nay đảo này chỉ còn là một đảo ngầm dưới mặt nước biển khoảng 20m.

TÀI LIỆU THAM KHẢO CHÍNH

1. Alexander J.B., Sethaput V., Holland T.H. ... 1956 — Lexique stratigraphique international. Fasc. 6, Malaya — Thailand — Burma.
2. Aubouin J., 1967 — Précis de géologie. Paléontologie et Stratigraphie.
3. Cơ sở kiến tạo Trung Quốc (Tiếng Nga). Moscova, 1962.
4. Địa tầng khu vực Trung Quốc (Tiếng Nga). Moscova, 1958, 1963.
5. Đauyn. Nguồn gốc các loài. Nhà xuất bản Khoa học, 1962 — 1963.
6. Dovjikov A.E. ... 1971. Địa chất Miền Bắc Việt Nam (Bản tiếng Nga, 1965).
7. Dunbar C.O., Rodger J., 1960. Principles of stratigraphy.
8. Engels F. Phép biện chứng tự nhiên. Nhà xuất bản Sự Thật, Hà Nội, 1963.
9. Fromaget J. 1941. L'Indochine française. Sa structure géologique, ses roches, ses mines et leurs relations possibles avec la tectonique.
10. Hoàng Cáp-thanh. Những nét cơ bản của cấu trúc địa chất Trung Quốc (Tiếng Nga).
11. Gignoux M. 1960. Géologie stratigraphique (5e édition).
12. Jamoida A.I. ... 1969. Điềm qua các quy pháp địa tầng ở nước ngoài (Tiếng Nga). Moscova
13. Khain V.E. 1973. Địa kiến tạo đại cương (Tiếng Nga). Moscova.
14. Kosighin Iu.A. 1969. Địa kiến tạo.
15. Lee J.S. 1939. The geology of China.
16. Leonov G.P. 1956. Địa sử (Tiếng Nga). Moscova.
17. Leonov G.P. 1973. Cơ sở địa tầng học (Tiếng Nga). Moscova.
18. Moore R. 1958. Introduction to historical geology.
19. Nhemkov G.I., Muratov M.V. ... Địa sử (Tiếng Nga). Moscova, 1974.
20. Những đá cổ nhất của Trung Quốc (Tiếng Nga). Moscova. 1960.
21. Pronin A.A. 1969 (Tiếng Nga). Moscova
 - Chu kỳ caledoni trong lịch sử kiến tạo quả đất.
 - Chu kỳ hecxin trong lịch sử kiến tạo quả đất.
22. Rakovich A.I. Sự phát triển của các khuynh hướng cơ bản về lý thuyết trong địa chất học ở thế kỷ XIX (Tiếng Nga). Moscova. 1969.
23. Saurin. 1956. Lexique stratigraphique international. Fasc. 6^a. Indochine.
24. Shatski N.S. 1964. Tuyển tập. Tập II (Tiếng Nga). Moscova.
25. Strakhov N.M. 1948. Cơ sở địa sử (Tiếng Nga). Moscova.
26. Strakhov N.M. 1960. Cơ sở lý thuyết về sinh đá (Tiếng Nga).

27. Tạp chí Sinh vật --- Địa học. 1963 - 1975.
28. Tập san Địa chất. 1963 -- 1975.
29. Tuyển tập kiến tạo. Hà Nội. 1971.
30. Tuyển tập các công trình nghiên cứu về địa tầng. Hà Nội. 1975.
31. Termier H. et G., 1960. Paléontologie stratigraphique.
32. Tự điển địa chất (Tiếng Nga). Moscow, 1973.
33. Xinhixun V. M. 1962. Cổ địa lý châu Á (Tiếng Nga).
34. Yanshin A. L. 1966. Địa kiến tạo Âu --- Á (Tiếng Nga). Moscow.
35. Zubkovich M. E. 1969. Cơ sở sinh địa tầng (Tiếng Nga). Moscow.

ĐỊA SỬ

(LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN VỎ QUẢ ĐẤT)

In 3500 cuốn, khổ 18 x 25cm, tại nhà in Alpha, số 235 Phạm Ngũ Lão, Quận 1 — thành phố Hồ Chí Minh. Số xuất bản : 15/ĐHMN. Sắp chữ và in xong ngày 30 tháng 7 năm 1977. Nộp lưu chiểu tháng 8 năm 1977.